



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Académico Profesional de Física

**Sensibilidad de la circulación oceánica a escalas intra-
estacional y estacionales frente a la costa del Perú
debido al forzamiento atmosférico en un modelo
regional a alta resolución**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Ciencias Físicas

AUTOR

Miguel Fidencio SAAVEDRA JUAN DE DIOS

ASESORES

Leonidas OCOLA AQUISE

Boris DEWITTE

Lima, Perú

2010



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Saavedra, M. (2010). *Sensibilidad de la circulación oceánica a escalas intra-estacional y estacionales frente a la costa del Perú debido al forzamiento atmosférico en un modelo regional a alta resolución*. Tesis para optar el título de Licenciado en Ciencias Físicas. Escuela Académico Profesional de Físicas, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

***Sensibilidad de la Circulación Oceánica a
Escalas Intra - Estacional y Estacional
Frente a la Costa del Perú Debido al
Forzamiento Atmosférico en un Modelo
Regional a Alta Resolución***

Presentada por

Miguel Fidencio Saavedra Juan de Dios

email: saaved_m@yahoo.es

Asesores

Dr. Leonidas Ocola Aquise

Dr. Boris Dewitte.

Agradecimientos

Un sincero agradecimiento a las instituciones y profesionales que me brindaron apoyo para poder realizar este trabajo. Al Instituto Para la Investigación y el Desarrollo (IRD-Francia), Instituto del Mar del Perú, e Instituto Geofísico del Perú. Al Dr. Boris Dewitte y Dr. Leonidas Ocola, por su asesoría, sin la cual, no hubiera podido concluir este trabajo, al Dr. Vincent Echevin, por su apoyo desinteresado, al Dr. Lionel Renault, por su asesoría en modelado atmosférico, a José Pasapera por su apoyo en el modelado oceánico, al Dr. Dimitri Gutierrez y Dra Yamina Silva por los datos brindados y a los diversos profesionales, familiares y amigos que de alguna manera contriuyeron para que el presente trabajo sea concluido.

Índice general

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. Motivaciones y Objetivos	8
1.2. Área de Estudio	11
1.3. Reseña Histórica	11
1.4. Circulación Atmosférica En América del Sur	16
1.4.1. Ciclos Regulares y Patrones	20
1.5. Circulación Oceánica en América del Sur	24
2. MATERIALES Y MÉTODOS	28
2.1. Modelos Utilizados	28
2.1.1. El Modelo Atmosférico WRF	29
2.1.2. El modelo oceánico ROMS	32
2.2. Configuración del modelo	35

2.3. Métodos	36
3. PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS	40
3.1. Variabilidad de la Circulación Atmosférica Modelada y Observada en el Sistema de Corrientes del Perú : Año 2000	40
3.1.1. Análisis de Velocidades	42
3.1.2. Patrón del Esfuerzo de Viento	57
3.1.3. Análisis de Esfuerzos	58
3.1.4. Velocidad del Viento Frente a las Ciudades de Paita, Callao y Paracas: Año 2000	60
3.2. Comparación con Datos Observados en la Estación de CORPAC	78
4. RESULTADOS	84
4.1. Tiempo para Alcanzar el Estado de Equilibrio ("spin-Up"), con el Modelo ROMS	84
4.2. Temperatura Superficial del Mar	86
4.2.1. Verano	87
4.2.2. Otoño	88
4.2.3. Invierno	89
4.2.4. Primavera	90
4.2.5. Promedio Anual	90
4.3. Correlaciones de TSM	91

4.4. Nivel del Mar	99
4.5. Cortes Transversales	101
5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	107
5.1. Discusión	108
5.2. Conclusiones	110
A. ECUACIONES BÁSICAS DE UN MODELO ATMOSFÉRICO	112
B. ECUACIONES DEL MODELO WRF	125
C. ECUACIONES DEL MODELO ROMS	135
D. ABREVIATURAS	143

Índice de figuras

1.1. Las cuatro áreas de afloramiento de mayor importancia a nivel mundial (basada en imágenes de concentración de clorofila SeaWiFS, NASA Goddard Space Flight Center (www.gsfc.nasa.gov) y Renault (2008)). .	6
1.2. Área de estudio (elaborada con datos de ETOPO2).	12
1.3. Topografía de una parte de Suramérica (elaborada con datos de ETOPO2).	18
1.4. Principales características de la precipitación. Elaborada con datos climatológicos de reanálisis NCEP - NCAR (NNR), 1970 - 1998. . . .	21
1.5. Principales características de la circulación. Elaborada con datos climatológicos de reanálisis NCEP - NCAR (NNR), 1978 - 1998 (Kalnay et al., 1996).	22
1.6. Promedio climatológico (78 - 98) de precipitación ($mm^3/día$), obtenidos con datos de reanálisis NCEP - NCAR (NNR), 1978 - 1998 (Kalnay et al., 1996).	22
1.7. Esquema de las principales corrientes en el NECH, basada en Penven et al. (2005).	27

2.1. Área de estudio: latitud $3^{\circ}N - 23^{\circ}S$, longitud $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$, y ubicación de perfiles perpendiculares a la costa, frente a Paracas, Callao y Paita.	38
2.2. Vista tridimensional de la batimetría y topografía para el área de estudio (elaborada con datos de ETOPO2).	39
3.1. Promedio de la componente zonal “ u ” de la velocidad del viento para los meses de Enero - Febrero (fila superior), Marzo - Abril (fila intermedia), y Mayo - Junio (fila inferior), para el año 2000. Los gráficos a, d y g representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda); b, e y h representan datos del modelo WRF (columna intermedia); c, f, e i, representan datos del Reanálisis (columna derecha). Los colores indican el valor de la componente “ u ”, el cual varía desde violeta (-7 m/s) hasta rojo (3 m/s), con intervalos de 1 m/s . Valores positivos (negativos) de “ u ” indican que el viento se dirige hacia el este (oeste).	46
3.2. Promedio de la componente zonal “ u ” de la velocidad del viento para los meses de Julio - Agosto (fila superior), Setiembre - Octubre (fila intermedia), y Noviembre - Diciembre (fila inferior), para el año 2000. Los gráficos a, d y g representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda); b, e y h representan datos del modelo WRF (columna intermedia); c, f, e i, representan datos del Reanálisis (columna derecha). Los colores indican el valor de la componente “ u ”, el cual varía desde violeta (-7 m/s) hasta rojo (3 m/s), con intervalos de 1 m/s . Valores positivos (negativos) de “ u ” indican que el viento se dirige hacia el este (oeste).	47

- 3.3. Promedio de la componente meridional “ v ” de la velocidad del viento para los meses de Enero - Febrero (fila superior), Marzo - Abril (fila intermedia), y Mayo - Junio (fila inferior), para el año 2000. Los gráficos a, d y g representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda); b, e y h representan datos del modelo WRF (columna intermedia); c, f, e i, representan datos del Reanálisis (columna derecha). Los colores indican el valor de la componente “ v ”, el cual varía desde violeta (-1 m/s) hasta rojo (9 m/s), con intervalos de 1 m/s . Valores positivos (negativos) de “ v ” indican que el viento se dirige hacia el norte (sur). 48
- 3.4. Promedio de la componente meridional “ v ” de la velocidad del viento para los meses de Julio - Agosto (fila superior), Setiembre - Octubre (fila intermedia), y Noviembre - Diciembre (fila inferior), para el año 2000. Los gráficos a, d y g representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda); b, e y h representan datos del modelo WRF (columna intermedia); c, f, e i, representan datos del Reanálisis (columna derecha). Los colores indican el valor de la componente “ v ”, el cual varía desde violeta (-1 m/s) hasta rojo (9 m/s), con intervalos de 1 m/s . Valores positivos (negativos) de “ v ” indican que el viento se dirige hacia el norte (sur). 49

- 3.5. Las Figuras (a) y (b) muestran las RMS-diff de las componentes u y v entre los datos de WRF y QuikSCAT. Los colores varían desde azul (0 m/s), hasta naranja (1.2 m/s), con intervalos de 0.5 m/s . En las Figuras (c) y (d), se muestran los gráficos de correlación entre las componentes de velocidad. Los colores varían desde violeta (-0.1), hasta rojo (1), con intervalos de 0.1 . Los valores negativos de correlación indican que al aumentar los valores de la velocidad de WRF, las velocidades de QuikSCAT tienden a disminuir, o viceversa. 50
- 3.6. Promedio de la velocidad horizontal del viento para los meses de Enero - Febrero (fila superior), Marzo - Abril (fila intermedia), y Mayo - Junio (fila inferior), para el año 2000. En las figuras se presentan los datos de: QuikSCAT a, d, g ; WRF b, e, h ; Reanálisis y c, f, i. Los colores indican la magnitud de la velocidad la que varía desde violeta (1 m/s) hasta rojo (9 m/s), con intervalos de 1 m/s . Las tres fuentes de datos presentan estructuras similares, y en todas la velocidad del viento aumenta al transcurrir los meses. 51
- 3.7. Promedio de la velocidad horizontal del viento para los meses de Julio - Agosto (fila superior), Setiembre - Octubre (fila intermedia), y Noviembre - Diciembre (fila inferior), para el año 2000. En las figuras se presentan los datos de: QuikSCAT a, d, g (columna izquierda); WRF b, e, h (columna central); Reanálisis c, f, i de (columna derecha). Los colores indican la magnitud de la velocidad, la que y varía desde violeta (1 m/s) hasta rojo (9 m/s), con intervalos de 1 m/s . Las tres fuentes de datos presentan estructuras similares, y en todas, la velocidad del viento alcanza su maxima intensidad para los meses de Julio - Agosto, para luego en los meses siguientes. 52

- 3.8. RMS (variabilidad) de viento horizontal, año 2000, calculada con la ecuación 3.3. (a), (d) y (g) datos de QuikSCAT. (b), (e) y (h) datos de WRF. (c), (f) e (i) datos de Reanálisis. Los colores varían desde violeta (1 m/s), hasta rojo (3 m/s), con intervalos de 0.25 m/s . Los valores de QuikSCAT presentan mayor variabilidad que los datos de WRF y Reanálisis. 53
- 3.9. Asimetría (skewness) de la velocidad del viento, año 2000. (a) y (d) datos de QuikSCAT. (b) y (e) datos de WRF. (c) y (f) datos de Reanálisis. Los colores varían desde violeta (-25) hasta rojo (25), con intervalos de 5 unidades. Para la componente u , en la parte sur (debajo de los 18°S de latitud, predominan los valores sobre la media, mientras que para el resto del área de estudio (hacia el norte de los 18°S de latitud, predominan los valores por debajo de la media. Para la componente v , predominan valores por debajo de la media en casi toda el area de estudio, con ecepción de la zona alrededor de la ciudad de Paracas. . . 54
- 3.10. Promedios del esfuerzo de viento, para los meses Enero - Febrero, Marzo - Abril, y Mayo - Junio del año 2000. (a), (d) y (g) datos de QuikSCAT (columna izquierda). (b), (e) y (h) datos de WRF (columna central) y (c), (f) e (i) datos de Reanálisis (columna derecha). Los colores indican la magnitud del esfuerzo, que varía desde violeta (0.01 N.m^{-1}) hasta rojo (0.1 N.m^{-1}), con intervalos de 0.01 N.m^{-1} . Los valores de esfuerzo tienen un núcleo máximo aproximadamente a los 15°S de latitud y 88°O de longitud, y aumentan al transcurrir los meses. Las flechas representan los vectores del esfuerzo de viento. 64

- 3.11. Promedios del esfuerzo de viento, para los meses Julio -Agosto, Setiembre - Octubre, y Noviembre - Diciembre del año 2000. Los gráficos representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda), modelos WRF (columna central) y Reanálisis (columna derecha). Los colores indican la magnitud del esfuerzo, la que varía desde violeta ($0.01 N.m^{-1}$) hasta rojo ($0.1 N.m^{-1}$), con intervalos de $0.01 N.m^{-1}$. Los valores de esfuerzo tienen su máximo valor entre Julio -Agosto y luego disminuyen progresivamente hasta los meses de Noviembre - Diciembre. Las flechas representan los vectores del esfuerzo de viento. 65
- 3.12. Los gráficos muestran los valores de RMS del esfuerzo de las componentes horizontales y de la magnitud de la velocidad del viento, para el año 2000. (a),(d) y (g) datos de QuikSCAT; (b), (e) y (h) datos de WRF; (c), (f) e (i) datos de Reanálisis. Los colores indican los valores de RMS del esfuerzo, que varía desde violeta ($0.00 N.m^{-2}$) hasta rojo ($0.05 N.m^{-2}$), con intervalos de $0.01 N.m^{-2}$. Los valores de RMS de esfuerzo de QuikSCAT, presenta mayores valores que los de WRF en todos los casos. 66

- 3.13. Asimetría de las componentes horizontales del esfuerzo de viento, para el año 2000; (a), (d) datos de QuikSCAT; (b), (e) datos de WRF; (c), (f) datos de Reanálisis. Los colores indican valores de asimetría, que varía desde violeta (-1000 unidades) hasta rojo (1000) unidades, con intervalos de 200 unidades. Para el caso de las figuras de Reanálisis, se ha representado una barra de colores diferente, por que la diferencia de sus valores, con las otras fuentes de datos es significativa. Los valores positivos de Asimetría indican que predominan los valores sobre la media, mientras que los valores negativos indican que predominan valores por debajo de la media. 67
- 3.14. Promedios de rotacional de esfuerzo de viento, para los meses Enero - Febrero, Marzo - Abril, y Mayo - Junio del año 2000. (a), (d), (g) datos de QuikSCAT; (b), (e), (h) datos de WRF; (c), (f), (i) datos de Reanálisis. Los colores indican la magnitud del rotacional, la que varía desde violeta ($-1.5 \times 10^{-7} s^{-1}$) hasta rojo ($1.5 \times 10^{-7} s^{-1}$), con intervalos de $-1.5 \times 10^{-7} s^{-1}$. Los valores positivos indican rotaciones anticiclónicas (sentido antihorario) y los negativos indican rotaciones clónicas (en sentido de las agujas del reloj). El comportamiento del rotacional juega un papel muy importante para la generación de afloramiento de aguas sub-superficiales. 68

- 3.15. Promedios de rotacional de esfuerzo de viento, para los meses Julio - Agosto, Setiembre - Octubre, y Noviembre -Diciembre del año 2000. (a), (d), (g) datos de QuikSCAT; (b), (e), (h) datos de WRF; (c), (f), (i) datos de Reanálisis. Los colores indican la magnitud del rotacional, la que varía desde violeta ($-1.5 \times 10^{-7} s^{-1}$) hasta rojo ($1.5 \times 10^{-7} s^{-1}$), con intervalos de $-1.5 \times 10^{-7} s^{-1}$. Los valores positivos indican rotaciones anticiclónicas (sentido antihorario) y los negativos indican rotaciones clónicas (en sentido de las agujas del reloj). El comportamiento del rotacional juega un papel muy importante para la generación de afloramiento de aguas sub-superficiales. 69
- 3.16. Promedios de la componente de velocidad del viento, a lo largo de la costa (*“along-shore”*), para los meses Enero - Febrero, Marzo - Abril, y Mayo - Junio del año 2000. (a), (d), (g) datos de QuikSCAT; (b), (e), (h) datos del modelo WRF; (c), (f), (i) datos de reanálisis. La intensidad del afloramiento está directamente relacionada con la magnitud de la velocidad del viento a lo largo de la costa. 70
- 3.17. Promedios de la componente de velocidad del viento, a lo largo de la costa (*“along-shore”*), para los meses Julio - Agosto, Setiembre - Octubre y Noviembre - Diciembre del año 2000. (a), (d), (g) datos de QuikSCAT; (b), (e), (h) datos del modelo WRF; (c), (f), (i) datos de reanálisis. La intensidad del afloramiento está directamente relacionada con la magnitud de la velocidad del viento a lo largo de la costa. 71

- 3.18. Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad de Paracas. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días. 72
- 3.19. Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad de Paracas y Callao, respectivamente. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días. 73
- 3.20. Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad del Callao. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días. 74
- 3.21. Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad de Paita. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días. 75
- 3.22. Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad de Paita. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días. 76

- 3.23. Perfiles frente al Callao de la velocidad de las componentes del viento a lo largo de la costa, para las estaciones de (a) verano y (b) invierno. En el eje x se muestra la distancia desde la costa en km y en el eje y la velocidad del viento a lo largo de la costa en m/s . Los gráficos han sido obtenidos a partir de los datos de QuikSCAT y salidas del modelo WRF. 77
- 3.24. Perfiles frente a Paracas de la velocidad de las componentes del viento a lo largo de la costa, para las estaciones de (a) verano y (b) invierno, frente a Paracas. En el eje x se muestra la distancia desde la costa en km y en el eje y la velocidad del viento a lo largo de la costa en m/s . Los gráficos han sido obtenidos a partir de los datos de QuikSCAT y salidas del modelo WRF. 77
- 3.25. Velocidad del viento registrada en la estación meteorológica de CORPAC, con una razón de muestreo de un dato cada tres horas. (a) Componente zonal u . (b) Componente zonal u , con media moviente de 8 datos. (c) Componente meridional v , de datos, (d) Componente meridional v , con media moviente de 8 datos. 80
- 3.26. Velocidad del viento, con datos del modelo WRF, con una razón de muestreo de un dato cada tres horas. (a) Componente zonal u . (b) Componente zonal u , con media moviente de 8 datos. (c) Componente meridional v , de datos, (d) Componente meridional v , con media moviente de 8 datos. 81

3.27. En la Figura a, parte superior: Distribución de la frecuencia del ángulo de incidencia del viento, datos registrados en la estación de CORPAC. La Figura b, parte inferior, muestra la representación polar de la frecuencia del ángulo de incidencia del viento, datos de la estación meteorológica de CORPAC.	82
3.28. En la Figura a, parte superior: Distribución de la frecuencia del ángulo de incidencia del viento, datos del modelo WRF, en una ubicación cercana a la estación de CORPAC. La Figura b, parte inferior, muestra la representación polar de la frecuencia del ángulo de incidencia del viento, datos del modelos WRF.	83
4.1. Energía cinética de los datos de ROMS forzado con WRF diario (Elaborado con datos del modelo ROMS). Como se mencionó anteriormente, en ROMS la energía cinética, implícitamente se refiere a la energía por unidad de masa	93
4.2. Energía cinética de los datos de ROMS forzado con WRF mensual (Elaborado con datos del modelo ROMS). Como se mencionó anteriormente, en ROMS la energía cinética, implícitamente se refiere a la energía por unidad de masa.	94
4.3. Energía cinética de los datos de ROMS forzado con QuikSCAT diario (Datos del modelo ROMS). Como se mencionó anteriormente, en ROMS la energía cinética, implícitamente se refiere a la energía por unidad de masa.	95

-
- 4.4. TSM estacional para verano, otoño e invierno del 2000, simulada forzando ROMS con: Datos diarios de QuikSCAT (Columna izquierda), datos diarios de WRF (columna central), y datos mensuales de WRF (columna derecha). La barra de colores varía desde los 17°C (azul), hasta los 26°C (guinda), con incrementos de 1°C. 96
- 4.5. TSM estacional para la primavera del 2000, simulada, forzando ROMS con: Datos diarios de QuikSCAT (Columna izquierda), datos diarios de WRF (columna central), y datos mensuales de WRF (columna derecha). la barra de colores varía desde los 17°C (azul), hasta los 26°C (guinda), con incrementos de 1°C. 97
- 4.6. Promedio anual de la temperatura superficial del mar simulada, forzando ROMS con: Datos diarios de QuikSCAT, datos diarios de WRF y datos mensuales promedios de WRF, respectivamente. La barra de colores varía desde los 17°C (azul), hasta los 26°C (guinda), con incrementos de 1°C. 97
- 4.7. (a) Correlación entre datos de TSM simulados: ROMS - WRF diario y ROMS - QuikSCAT diario. La barra de colores varía desde azul (−1), hasta guinda (1), con incrementos de 0.25°C. (b) RMS diff de TSM: ROMS-QuikSCAT y ROMS-WRF diarios (c) RMS diff de los datos de TSM: ROMS-WRF diario y ROMS-WRF mensual. (d) RMS de TSM: ROMS-QuikSCAT. (e) RMS de TSM: ROMS-WRF diario. (f) RMS de TSM: ROMS-WRF mensual. La barra de colores para las Figuras b-f varían desde azul (0°C), hasta guinda (3°C), con incrementos de 0.25°C. 98

4.8. Nivel del mar obtenido con ROMS, forzado con datos de QuikSCAT diario, WRF diario y WRF mensual, para las estaciones de Verano, Otoño e Invierno. Los colores indican el Nivel del mar y varía desde -20 cm (violeta) hasta 20 cm (guinda), con intervalos de contorno de 4 cm (Datos del modelo ROMS).	103
4.9. Nivel del mar obtenido con ROMS, forzado con datos de QuikSCAT diario, WRF diario, y WRF mensual para la estación de Primavera y para el promedio anual. Los colores indican el Nivel del mar y varía desde -20 cm (violeta) hasta 20 cm (guinda), con intervalos de contorno 4 cm (Datos del modelo ROMS).	104
4.10. Ubicación de los cortes transversales frente a las ciudades de Chimbote y Pisco.	105
4.11. Cortes transversales frente a las ciudades de Chimbote (superior) y Pisco (inferior), desde la costa hasta los 300 km de distancia. Las líneas de corte se presentan en las figura 4.10. Cada una de las figuras a, b, c y d, han sido divididas en dos partes (separadas por la línea blanca horizontal), para resaltar los procesos de la capa superior ($0 - 100\text{ m}$). La parte superior presenta la capa de $0 - 100\text{ m}$ de profundidad, donde la escala vertical esta dividida cada 20 m. En la parte inferior del gráfico, se presenta la capa de $100 - 1000\text{ m}$, con escala horizontal que varia cada 100 m. La escala horizontal varia de $0 - 300\text{ km}$, con intervalos de 20 km para todos los casos.	106
B.1. Coordenada η utilizada en el modelo WRF (Skamarock and Klemp, 2008).	126

Índice de cuadros

1.1. Clasificación de los fenómenos atmosféricos, tomada de Orlansky (1975) y Conselvan (2006).	16
1.2. Principales características de la precipitación y la circulación en Suramérica, basada en el trabajo de René Garreaud (Garreaud and Aceituno, 2001).	24
3.1. Cuadro de correlaciones entre los datos de QuikSCAT y resultados de WRF, para puntos ubicados frente a las ciudades de Paracas, Callao y Paita.	76
A.1. Concentración promedio de los primeros 100 km en la atmósfera de la Tierra (Jacobson, 2005).	118

RESUMEN

Existen cuatro corrientes de fronteras del este en todo el planeta, la más importante y productiva de ellas es la Corriente de Humboldt, ubicada en el Océano Pacífico Suroriental. En ella, los procesos oceánicos producen masas de agua con alto contenido de nutrientes, que favorecen el desarrollo de la biomasa marina y tiene gran importancia socio - económica. La pesca que se realiza en este lugar representa el 18-20 % del total de pesca a nivel mundial.

El entendimiento de los procesos oceánicos, en particular los que se producen en la Corriente de Humboldt, requiere de modelado numérico, para lo cual se debe contar con datos observados. Sin embargo, éstos son muy escasos o inexistentes, y dispersos temporal y espacialmente. El sistema observacional nacional es muy limitado y el internacional está dirigido, principalmente, al Hemisferio Norte. En la actualidad, para el modelado oceánico, se utiliza datos de viento provenientes de Reanálisis de diferentes instituciones e información satelital, pero éstos no cubren la franja costera (*“blind zone”*). En esta zona, se produce la mayor cantidad de procesos oceánicos que dan origen a la gran productividad marina, y no son bien representados por los datos de Reanálisis, por la resolución gruesa en que se encuentran, ni por los datos satelitales de QuikSCAT. Se carece de datos observados en la franja de los 50 km paralelos a la costa, salvo los de algunos cruceros.

En el presente trabajo, se estudia el área comprendida entre las latitudes $3^{\circ}N$ —

$23^{\circ}S$ y $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$ de longitud, en el Océano Pacífico Suroriental, mediante simulación numérica de la circulación atmosférica y oceánica, utilizando el Modelo Numérico de Circulación Oceánica “*Regional Oceanic Model*” (ROMS), empleando como forzante el vector esfuerzo generado por la acción del viento. Los vientos se obtuvieron mediante simulaciones numéricas efectuadas con el modelo atmosférico “*The Weather Research And Forecasting Model*” (WRF).

Los resultados del análisis realizado con los datos de QuikSCAT y los simulados con el modelo WRF, correspondientes a velocidades horizontales de viento, los esfuerzos, y rotacional sobre la superficie oceánica, demuestran que los datos de las velocidades del viento simulados representan adecuadamente la circulación atmosférica sobre el área de estudio. Los valores de correlación correspondientes son cercanos a la unidad.

El ciclo estacional de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) y salinidad, obtenidos con el modelo ROMS, forzado con datos de WRF (ROMS - WRF), reproduce satisfactoriamente la intrusión de aguas cálidas durante el verano, la intensificación del frente de afloramiento y la lengua de agua fría que se extiende a lo largo del Ecuador durante el invierno. Los patrones estacionales de salinidad, obtenidos mediante la simulación de ROMS - WRF, también son concordantes con las descripciones científicas de campo realizadas sobre el área de estudio.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

La Tierra esta conformada por fluidos: en forma gaseosa en la atmósfera, líquida en los océanos y núcleo externo, rocosa en la corteza, el manto y núcleo interno terrestre. El comportamiento de estos fluidos, que conforman nuestro planeta, determina el clima y los movimientos a larga escala que realizan estos componentes son de gran importancia para el desarrollo de la vida.

Las personas han modificado estos patrones a través de la industria, la pesca, las guerras, etc. El aumento de la población, provoca un aumento de desechos tóxicos que son arrojados a la atmósfera y al océano, produciendo cambios negativos a mediano y largo plazo. En la atmósfera, el aumento de la concentración de CO₂ produce, a la larga, el aumento de la temperatura ambiental (Cushman-Rosin, 1994), como está previsto por los modelos climáticos del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático ¹.

¹El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) fue establecido en 1988 por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA), con el mandato de analizar la información científica necesaria para abordar el problema del cambio climático y evaluar sus consecuencias medioambientales y socioeconómicas, y de formular estrategias de respuesta realista. Desde aquellas fechas, las evaluaciones del IPCC, publicadas en varios volúmenes, han desempeñado un papel primordial ayudando a los gobiernos a adoptar y aplicar políticas de respuesta al cambio climático, y particularmente en respuesta

El calentamiento del sistema climático es inequívoco, como se desprende del aumento observado del promedio mundial de temperatura del aire y del océano, de la fusión generalizada de nieves y hielos, y del aumento del promedio mundial del nivel del mar (Pachauri y Reisinger, 2007).

El cambio climático afecta al océano y la atmósfera. Observaciones obtenidas en todos los continentes y en la mayoría de los océanos evidencian que muchos sistemas naturales están siendo afectados por los cambios climáticos regionales, y particularmente, por el aumento de la temperatura (Pachauri y Reisinger, 2007). El estudio de los posibles impactos de estos cambios en el sistema climático, sobre la Tierra y sobre los seres que viven en ella, solo es posible utilizando el modelado de escenarios futuros. Es por ello que la Física de la Tierra cobra importancia en estos tiempos, debido a que se puede describir y simular numéricamente tales fenómenos y así hacer posible la previsión de los daños que pueda ocasionar.

El océano tiene influencia sobre el comportamiento de las condiciones atmosféricas y el clima, es una fuente importante de alimentos, petróleo y minerales. Por otro lado, el transporte que se realiza a través del océano es de vital importancia para el desarrollo de la economía global. Todavía no se conoce bien los complejos detalles de la circulación oceánica, los límites de su productividad biológica, su interacción con la atmósfera o su tolerancia como almacén de desechos debido al incremento de la industria y la población humana. Realizar mediciones de las variables oceanográficas y atmosféricas *in situ* resulta tedioso y costoso, por lo tanto pone límites sobre nuestra posibilidad de explorar y estudiar los procesos oceánicos y atmosféricos. Gracias a la tecnología desarrollada durante el siglo XX, como sensores ubicados en satélites en órbita, boyas a la

a las necesidades de asesoramiento fidedigno de la Conferencia de las Partes de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMCC), constituida en 1992, y de su Protocolo de Kyoto de 1997. Desde su establecimiento, el IPCC ha producido una serie de informes de evaluación (1990, 1995, 2001, y 2007), Informes Especiales, Documentos Técnicos y Guías Metodológicas que son ya obras de referencia de uso común, ampliamente utilizadas por responsables de políticas, científicos, y otros expertos y estudiosos (Pachauri y Reisinger, 2007).

deriva, vehículos submarinos y sensores semipermanentes localizados estratégicamente, se ha empezado a llenar los vacíos del conocimiento sobre la dinámica del océano. Esto es solo una parte de la solución. En el presente siglo, con nueva tecnología en computadoras de alta performance, los modelos numéricos oceánicos utilizan datos climatológicos, reales o datos simulados numéricamente. Con estos modelos, se puede simular y comprender los procesos oceánicos, vigilar el estado de las corrientes oceánicas y predecir su estado futuro (Huthnance, 1995; Kantha and Clayson, 2000).

Todos los océanos de nuestro planeta tienen una corriente marina de frontera del este, que es estrecha, poco profunda y extremadamente rica en remolinos (Circulación con dimensiones aproximadas de 50 - 200 km, que son generalmente variables sobre periodos de tiempo de semanas hasta meses). La explicación clásica de esas corrientes es que los vientos que se dirigen hacia el Ecuador, fuerzan al transporte de Ekman hacia el océano, lejos de la costa, que conduce un afloramiento de poca profundidad (del orden de 200 m de profundidad) en una región estrecha, adyacente a la costa. Vientos a lo largo de las fronteras del este de todos los océanos son favorables para el afloramiento, probablemente como resultado de direccionamiento de la topografía, los vientos del Oeste (westerly) cuando ellos llegan al continente y de la fuerza de Coriolis. El afloramiento da lugar al levantamiento de aguas frías y ricas en nutrientes debajo de la capa superficial y por lo tanto permite mantener en la superficie, aguas frías con alta productividad biológica. Esto se puede observar claramente, en imágenes satelitales *“Sea-viewing Wide Field of view Sensor”* (SeaWiFS).

El Sistema de Corrientes de Humboldt (SCH), conjuntamente con las corrientes de California, Canarias y de Benguela conforman las 4 áreas de corrientes de fronteras del este de mayor importancia a nivel mundial, mencionadas anteriormente (Figura 1.1). En éstas áreas se produce un intenso afloramiento y alta productividad biológica, particularmente, en el Océano Pacífico Suroriental (Barber and Smith, 1981). En

la Cuenca del Pacífico Sur, el SCH actúa como un gran modulador y equilibrante térmico, sostiene un cinturón de afloramiento costero, que presenta intensos gradientes latitudinales de temperatura en la dinámica acoplada físico-biológica. El área de afloramiento de aguas subsuperficiales alcanza un ancho (entre 110 km y 180 km) con un flujo promedio de 6 Sverdrup (Sv) ; [1 Sv equivale a un caudal de un millón de metros cúbicos por segundo]. Debido a esto, las temperaturas superficiales del mar cerca de la costa del Perú registran valores promedio entre $12^{\circ}\text{C} - 13^{\circ}\text{C}$, que están por debajo, de los $14^{\circ}\text{C} - 16^{\circ}\text{C}$, que le corresponden por su ubicación latitudinal. Este hecho limita severamente la evaporación del agua oceánica, y hace que la costa del Perú sea árida en casi toda su extensión.

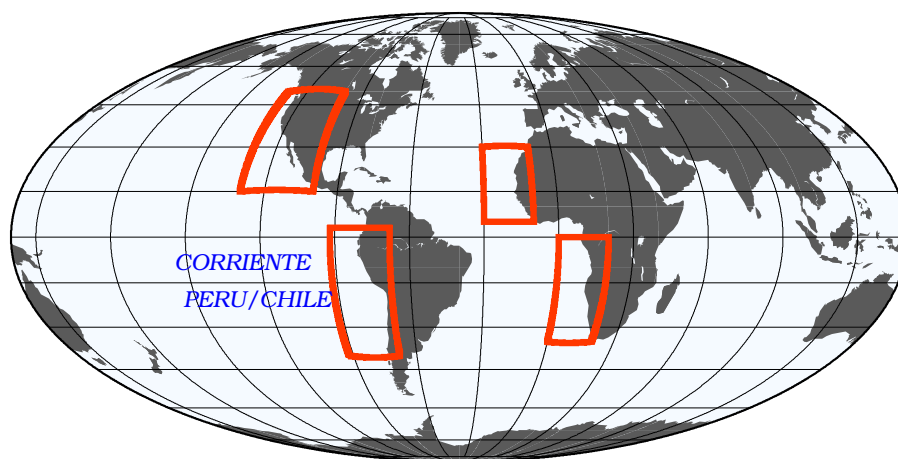


Figura 1.1: Las cuatro áreas de afloramiento de mayor importancia a nivel mundial (basada en imágenes de concentración de clorofila SeaWiFS, NASA Goddard Space Flight Center (www.gsfc.nasa.gov) y Renault (2008)).

En la parte Norte del SCH, entre los paralelos 5°S y 20°S , se localiza el Sistema de Corrientes del Perú (SCP), (Perú Currents System: PCS), que se dirige hacia el Ecuador

(Penven et al., 2005). Esta corriente se encuentra sujeta a una gran complejidad y variabilidad interanual como consecuencia del ciclo ENSO ².

Esas fluctuaciones inter-anales muestran alta abundancia biológica en un periodo, y dramáticos colapsos en otros, como resultado de la variabilidad de reclutamiento (que es el número de peces jóvenes producidos cada año) (Penven et al., 2001). Por esto, se hace de vital importancia el estudio de los fenómenos que tienen lugar en esta parte del Océano Pacífico (frente a la costa del Perú), para poder comprender la dinámica de los procesos que se producen en él.

El viento que actúa sobre la superficie del océano constituye el forzante principal para la generación de corrientes oceánicas y es un parámetro necesario para la inicialización de los modelos numéricos (O'brien, 1979; Strub et al., 1998; Bakun and Nelson, 1990). El motor de la Corriente Peruana es el anticiclón del Pacífico Sur (APS), un sistema de alta presión, que genera vientos que circulan en sentido contrario a las agujas del reloj, cuya ubicación promedio está a $30^{\circ} S - 100^{\circ} O$ (Strub et al., 1998), como se muestra en la Figura 1.5a, marcada con el número 3, de la izquierda. Los vientos predominantes frente a la costa peruana son los alisios del SE, cuya rapidez y dirección varían estacionalmente, teniendo su máxima intensidad en invierno y su mínima en el verano del Hemisferio Sur (Zuta y Gillén, 1970; Heburn and O'Brien, 1980). A lo largo de la costa peruana, la Cordillera de los Andes fuerza a los vientos alisios del sureste a desplazarse hacia el norte (paralelos a la costa), permitiendo un intenso afloramiento. Puesto que el SCP soporta un afloramiento permanente, lo que

² “El Niño” y la “Oscilación del Sur” (ENSO) es un fenómeno que afecta la variabilidad de la dinámica del océano y la atmósfera a nivel global. Los efectos más notables se presentan en la zona oriental y occidental del Pacífico Tropical. Durante la fase cálida de ENSO, el Pacífico Tropical oriental se caracteriza por anomalías positivas de temperatura superficial del mar (TSM) y anomalías negativas en la presión a nivel del mar (PNM), mientras que en el Pacífico Tropical oeste se caracteriza por anomalías negativas en TSM y positivas en PNM. La circulación atmosférica se caracteriza por anomalías de vientos del oeste en el Pacífico ecuatorial central y anomalías de viento del este en la parte occidental del Pacífico ecuatorial. Se ha explicado la ocurrencia del ENSO como un modo de oscilación natural “auto-sostenida”, del sistema acoplado océano-atmósfera (Wang and Fiedler, 2005).

permite que se presente altos niveles de productividad biológica, durante todo el año (Strub et al., 1998; Penven et al., 2005; Capet et al., 2004; Enriquez and Friehe, 1995).

1.1. Motivaciones y Objetivos

Motivaciones

1. En la actualidad, se utiliza datos de viento provenientes de Reanálisis de diferentes instituciones e información satelital, para forzar los modelos oceánicos regionales, pero estos presentan problemas en la franja costera. Los Reanálisis provienen de modelos atmosféricos de baja resolución y representan mal la Cordillera de los Andes. Los datos satelitales no permiten ver los vientos en una franja denominada “*Blind zone*”, ubicada cerca de la costa ($50 \sim km$ de ancho)
2. Los datos de Reanálisis no son apropiados para estudios regionales porque son de baja resolución y no representan bien la Cordillera de los Andes, ni tampoco reproducen correctamente el comportamiento de los vientos cerca de la costa.
3. La descripción de las corrientes efectuada mediante datos de velocidad de viento obtenidos de imágenes satelitales QuickSCAT no representa adecuadamente la dinámica del mar del Perú, en áreas cercanas a la costa (50 km de distancia) (Capet et al., 2004).
4. El afloramiento que se produce en los océanos, es muy sensible a las características del viento cerca de la costa. Las simulaciones, con modelos oceánicos utilizando forzantes a diferentes resoluciones, demuestran que son muy sensibles a las condiciones de frontera y al forzamiento local, producto de las variaciones topográficas, cabos, penínsulas, bahías, etc. (Capet et al., 2004). Esto es principalmente debido al hecho que el afloramiento es una función del rotacional

del viento (“*Ekman pumping*”), es decir a los gradientes horizontales del viento. Se puede mejorar las simulaciones para obtener una mejor representación del sistema de corrientes del Perú, utilizando como forzantes vientos simulados con el Modelo “*The Weather Research and Forecasting Model*” (WRF), validando los resultados con mediciones realizadas mediante cruceros oceanográficos y datos *in situ*, registrados por estaciones océano - meteorológicas.

5. Es necesario disponer de datos a alta resolución que representen bien las características de los vientos cerca de la costa, para poder tener forzantes realísticos para los modelos oceánicos a alta resolución.

Objetivos

El objetivo general del presente trabajo es:

- Ectuar una simulación numérica de la circulación oceánica sobre una parte del Océano Pacífico Suroriental, utilizando el Modelo Numérico de Circulación Oceánica “*Regional Oceanic Model*” (ROMS), empleando como forzante el vector esfuerzo generado por la acción del viento. Los vientos son obtenidos de simulaciones efectuadas con el modelo “*The Weather Research And Forecasting Model*” (WRF).

Se establecieron los siguientes objetivos específicos, para el desarrollo del trabajo:

1. Estudiar la variabilidad de los vientos obtenidos mediante la implementación del modelo WRF, realizar un análisis comparativo con vientos de observación satelital (QuickSCAT) y de estaciones ubicadas en la costa.
2. Obtener el ciclo estacional de la circulación oceánica, temperatura, salinidad y nivel del mar a una resolución espacial de 12 *km*, sobre el dominio comprendido

entre las latitudes $3^{\circ}N - 23^{\circ}S$ y $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$ de longitud oeste (Figura 1.2), utilizando como forzantes, los promedios mensuales de viento obtenidos de QuickSCAT y WRF, para el año 2000.

3. Diagnosticar las diferencias entre las simulaciones con el modelo ROMS (forzadas con QuickSCAT y WRF). Además analizar el impacto de la resolución del forzamiento en las simulaciones oceánicas.
4. Validar los resultados del modelo con datos de Temperatura Superficial del Mar (TSM), nivel del Mar (NM), correspondientes al sistema observacional (estaciones océano meteorológicas del IMARPE y CORPAC)

1.2. Área de Estudio

El ámbito geográfico en el que se realizó el estudio abarca una parte del Océano Pacífico Suroriental, con fronteras, entre las latitudes $3^{\circ}N - 23^{\circ}S$ y longitudes $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$ (Figura 1.2). Dentro del área considerada, se encuentra el Sistema de Corrientes del Perú (PCS) que abarca desde los $3^{\circ}S$ hasta los $20^{\circ}S$. Esta figura fue elaborada con datos de ETOPO2 ³

1.3. Reseña Histórica

La previsión numérica de las condiciones atmosféricas (*“Numerical weather prediction”*, NWP), tiene su origen en el año 1903, cuando el científico noruego Vilhelm Bjerkness, propuso que la previsión de las condiciones atmosféricas podría ser basada en las leyes físicas de la hidrodinámica y termodinámica, considerando 7 variables primarias: presión, temperatura, densidad del aire, humedad y las tres componentes de la velocidad del viento (Thompson, 1983; Conselvan, 2006). Asimismo, sugiere que el futuro estado de la atmósfera, puede ser completamente determinado, si se conoce su estado inicial y condiciones de frontera conjuntamente con las ecuaciones de movimiento de Newton, la ecuación de estado de Boyle-Charles-Dalton, la ecuación de continuidad de masa y la ecuación de energía termodinámica (Thompson, 1983). Bjerkness no mantenía la idea, de que estas ecuaciones se podían resolver, debido a su complejidad. La previsión de las condiciones atmosféricas debería ser llevada a cabo en dos etapas. Una de diagnóstico para determinar el estado inicial mediante las observaciones y una de pronóstico, donde los estados futuros son calculados mediante las ecuaciones. Bjerknes comienza un estudio teórico sobre la circulación atmosférica y publica el

³Base de datos de Topografía de la *U.S. National Geophysical Data Center* en Boulder, Colorado, con resolución espacial de 2 *minutos* en latitud por 2 *minutos* en longitud.

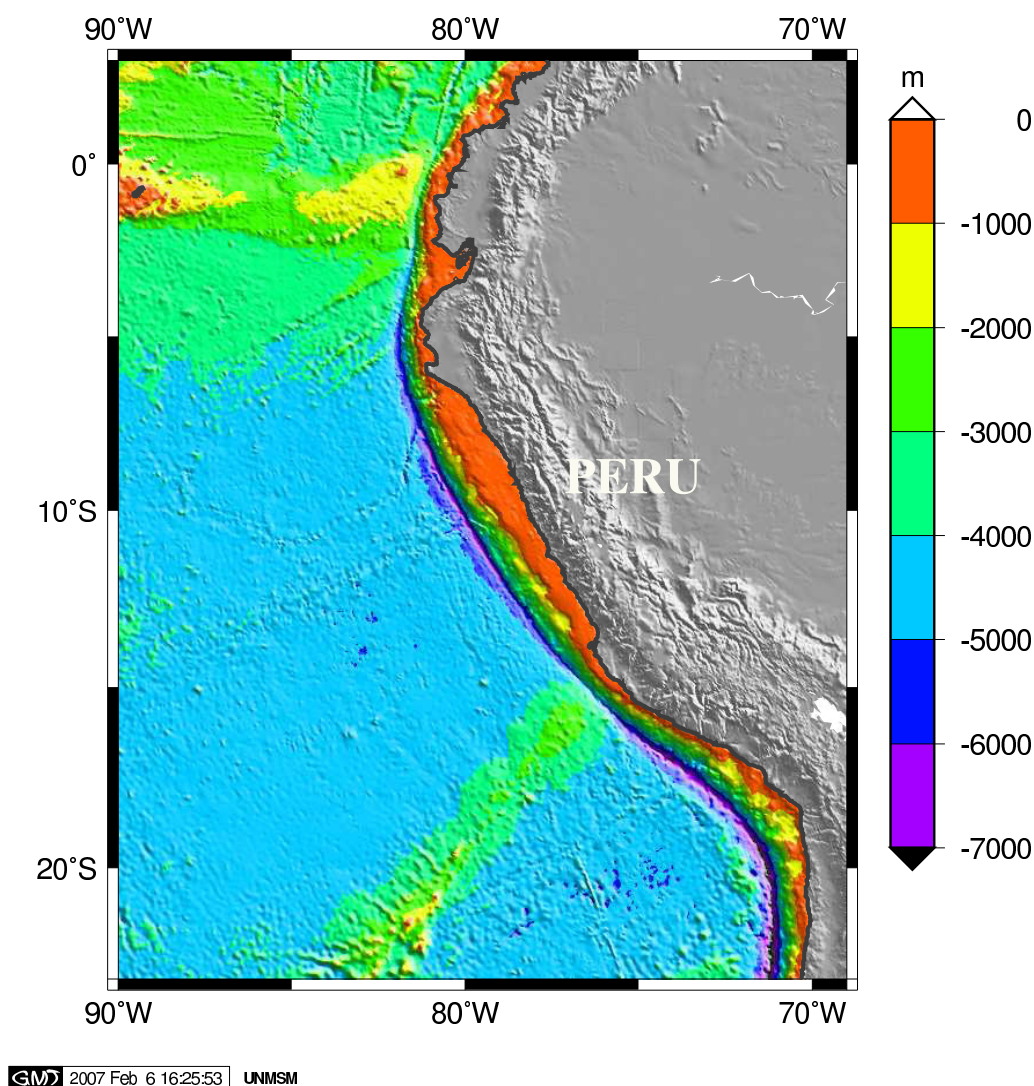


Figura 1.2: Área de estudio (elaborada con datos de ETOPO2).

primer libro sobre meteorología dinámica.

Inspirado por el trabajo de Vilhelm Bjerknes, Lewis Fry Richardson desarrolla el primer sistema de predicción numérica de las condiciones atmosféricas y publica sus resultados en el año 1922. Los datos iniciales en este trabajo fueron tomados de una serie de cartas sinópticas publicadas en Leipzig por Vilhelm Bjerknes. Richardson divide el área de interés en celdas y calcula las soluciones de las ecuaciones diferenciales mediante la técnica de diferencias finitas (Thompson, 1983). Richardson elaboró un sistema de

ecuaciones llamadas ecuaciones primitivas de movimiento y lo resolvió numéricamente sobre un área muy pequeña, para un periodo de tiempo de 6 horas. La tentativa de calcular las condiciones atmosféricas durante 6 horas, le tomó seis semanas de trabajo y terminó con una mala previsión de las condiciones atmosféricas (Holton, 2004). Fué creencia general que los errores se debieron principalmente a la insuficiencia e inexactitud de los datos, pero no hubo una investigación sistemática de las causas de error, debido a que se requería mucho tiempo para realizar los cálculos (Holton, 2004; Haltiner y Martin, 1957).

El desarrollo de las computadoras electrónicas, poco después de la Segunda Guerra Mundial, resucitó el interés por la predicción numérica, y desde entonces se dedicó mucha atención a este problema. Como consecuencia, se encontró que no fue la escasez de datos la causa principal de que fracasara el experimento de Richardson. La principal dificultad residió en el hecho de que las ecuaciones hidrodinámicas fundamentales, eran demasiado generales, incluyendo no solo las ondas atmosféricas largas, meteorológicamente significativas, sino también ondas gravitatorias y sonoras de alta velocidad. Es posible que esto condujera a dificultades matemáticas en cuanto a cómo calcular la inestabilidad, al menos que se tomaran intervalos de tiempo menores que los requeridos por las ondas sonoras para recorrer la distancia de la grilla formada por las observaciones, sobre los que se toman las diferencias finitas como aproximación al valor de las derivadas (Haltiner y Martin, 1957).

Con el desarrollo de las computadoras electrónicas y el establecimiento de una red de estaciones de alta-atmósfera, las dificultades del experimento de Richardson fueron superándose, y se desarrollaron los pronósticos numéricos de las condiciones atmosféricas, según las líneas propuestas inicialmente por Bjerknes. John von Neumann y un grupo de científicos en el Instituto Tecnológico de Princeton (Estados Unidos) se dedicaron a la investigación sobre la previsión de las condiciones atmosféricas,

mediante el uso de computadoras. Los esfuerzos se basaron en la idea de Bjerknes y en el experimento numérico de Richardson. Este nuevo campo de investigación fué llamado Pronóstico Numérico de las condiciones atmosféricas (NWP). Modelos matemáticos simplificados de la circulación atmosférica fueron derivados en el grupo de suposiciones cuasi-geostróficas. Los primeros experimentos de NWP fueron conducidos en 1950 por Charney , Fjørtoft y Von Neuman, entre otros (Thompson, 1983). Debido a las limitaciones en el procesamiento y almacenamiento de los datos, solo se podía utilizar un modelo barotrópico simple (Kantha and Clayson, 2000). Los resultados fueron asombrosamente acertados: Los patrones de flujo a 500 hPa, sobre Norteamérica fueron pronosticados con 24 horas de anticipacion. Debido al éxito logrado, comienzan dos estrategias para el desarrollo de los NWP: países con recursos computacionales limitados, prefieren explorar el potencial de los modelos barotrópicos, mientras que países como Estados Unidos e Inglaterra, se proponen metas más ambiciosas para desarrollar modelos baroclínicos, donde se pueda predecir el movimiento vertical. Pero estas investigaciones sobre los modelos baroclínicos, demostraron que el problema de desarrollar este tipo de NWP era mucho más complicado de lo que se pensaba (Thompson, 1983; Haltiner y Martin, 1957).

A partir de la década del 60, con el desarrollo de computadoras más rápidas y procesamiento en paralelo, los NWP se hacen más elaborados, pudiendo realizar simulaciones atmosféricas en diversas escalas espaciales. Esas escalas son clasificadas como global o sinóptica cuando se quiere estudiar el comportamiento general de la atmósfera en áreas extensas. Cuando son capaces de representar fenómenos meteorológicos detalladamente sobre regiones más específicas, son clasificados como regionales o de mesoescala. Un sistema de clasificación de los fenómenos atmosféricos bastante utilizado es el que se muestra en el Cuadro 1.1 (Orlansky, 1975; Conselman, 2006).

Los modelos de circulación global reproducen bien el estado de la atmósfera en las escalas global y sinóptica, pero no representan bien el estado en escalas regionales próximas a la superficie de la Tierra. Uno de los problemas, que probablemente contribuyen a este hecho, es la suavización de la topografía a escalas globales. Una forma de aumentar la resolución local de los modelos globales es a través del acoplamiento de modelos de mesoescala. Con eso, los modelos consiguen una mejor representación de los efectos de la topografía, permitiendo también una parametrización más detallada de los procesos que ocurren cerca de la superficie de la Tierra.

En la década de los 80, una aplicación de los modelos de mesoescala, principalmente a través del estudio de casos y pruebas de sensibilidad, permitieron la obtención de información física sobre diversos sistemas de mesoescala como tempestades severas, ciclones tropicales, sistemas convectivos de mesoescala, ciclones extratropicales y eventos de precipitación severa.

En la actualidad, los modelos de mesoescala más difundidos y que son utilizados de modo operacional en los centros de Investigaciones internacionales son RAMS - *“Regional Atmospheric Modeling System”* (Pielke et al., 1992), el ARPS - *“Advanced Regional Prediction System”* (Xue et al., 2000), MM5 - *“Penn State Mesoscale Model”* (Grell et al., 1994) y el WRF - *“Weather Research and Forecasting”* (Skamarock et al., 2008). Entre todos esos modelos, el que viene destacando en estos últimos años es el WRF, debido a la gran cantidad de agencias involucradas en su desarrollo y en el rápido crecimiento de la comunidad de usuarios. El modelo WRF es el sucesor del modelo MM5, que no tendrá nuevas actualizaciones.

Nombre	Escala espacial	Duración	Fenómenos atmosféricos
macro α	> 10 000 km	1 mes	Circulación general, ondas largas
macro - β	2 000 - 10 000 km	1 semana	Depresiones y anticiclones
meso α	200 - 2 000 km	2 días	Frentes, huracanes.
meso - β	20 - 200 km	6 horas	Brisas, ondas de montaña. chorros de bajo nivel, complejos convectivos, isla térmica.
meso γ	2 - 20 km	1 hora	Tormentas, TAC
micro - α	200 m - 2 km	30 min	Cúmulos, tornados, vientos catabáticos individuales.
micro - β	20 m - 200 m	5 min	Penachos, estelas, trombas, tolvaneiras
micro - γ	0 m - 20 m	1 seg	Ondas sonoras, turbulencia

Cuadro 1.1: Clasificación de los fenómenos atmosféricos, tomada de Orlansky (1975) y Conselvan (2006).

1.4. Circulación Atmosférica En América del Sur

La circulación atmosférica y el clima en el Pacífico Suroriental están controlados por la presencia del Anticiclón del Pacífico Sur (APS), que produce condiciones muy estables en la tropósfera baja, temperaturas del mar relativamente bajas, vientos predominantes del sur y una extensa cubierta de estratocúmulos (SC) . Esta cubierta juega un papel importante en el balance superficial de radiación, al reflejar una parte importante de la radiación solar incidente, impidiendo el calentamiento de la superficie del mar y de la columna de aire que interactúa directamente con ella (Garreaud and Muñoz, 2004). Superpuestas a este comportamiento estable de las condiciones medias, existen fluctuaciones de alta frecuencia, a escalas diaria e intraestacional, del espesor de la Capa Límite Marina (CLM), cobertura de SC, intensidad y dirección del viento, temperatura del mar presión atmosférica y otras variables. Estas fluctuaciones son particularmente marcadas en la franja costera y tienen un fuerte impacto en la meteorología regional (Garreaud et al., 2002).

Además, los fenómenos atmosféricos son fuertemente influenciados por la distribu-

ción de la topografía y vegetación en la superficie del continente. Los diversos rasgos de las condiciones atmosféricas, clima y variabilidad climática sobre América del Sur, incluyen rasgos de latitudes tropicales, subtropicales y medias (Aceituno, 1996). Otro fenómeno importante en esta región es El Niño y la Oscilación del Sur (como se vió en en la página 7), que tiene su origen en el sistema acoplado océano - atmósfera en el Pacífico tropical, así que tiene una fuerte influencia sobre las áreas tropicales y subtropicales de América del Sur.

En la Figura 1.3, se muestra la topografía de América del Sur, con líneas de contorno en los 1000 y 4000 m para el continente y a los 200, 3000 y 4000 m de profundidad para el océano. Como se puede observar en la figura mencionada, para la parte oceánica el ancho de la plataforma (profundidades menores a 200 m), sobrepasa fácilmente los 100 km, en la parte circundante a Panamá. Se hace muy angosta entre Colombia y Ecuador, se ensancha en la parte norte de Perú ($\sim 100\text{ km}$), en la parte norte y central de Chile la plataforma se vuelve muy angosta y se ensancha nuevamente en el Sur. En la parte continental, la Cordillera de los Andes se encuentra ubicada paralelamente a la costa Oeste del continente suramericano desde el norte de Venezuela hasta la Patagonia en Argentina. Su parte más alta está localizada entre la línea ecuatorial y los 40°S de latitud. La placa continental tiene mayor extensión en su parte norte, disminuyendo considerablemente, a partir de los 20°S , lo cual tiene efectos sobre la circulación atmosférica (Strub et al., 1998).

Otra característica importante de la topografía de América del Sur, es el Altiplano, ubicado en la zona central, entre los paralelos $15^{\circ}\text{S} - 21^{\circ}\text{S}$ con una elevación promedio de 3700 m. Esto, sumado a los efectos topográficos locales, constituye un factor determinante para el clima en esta región. Sobre la superficie, la presión atmosférica es aproximadamente 620 hPa (a 4000 m), que contiene una densidad de aire 35 % inferior al valor medido a nivel del mar y tiene valores reducidos de humedad atmosférica.

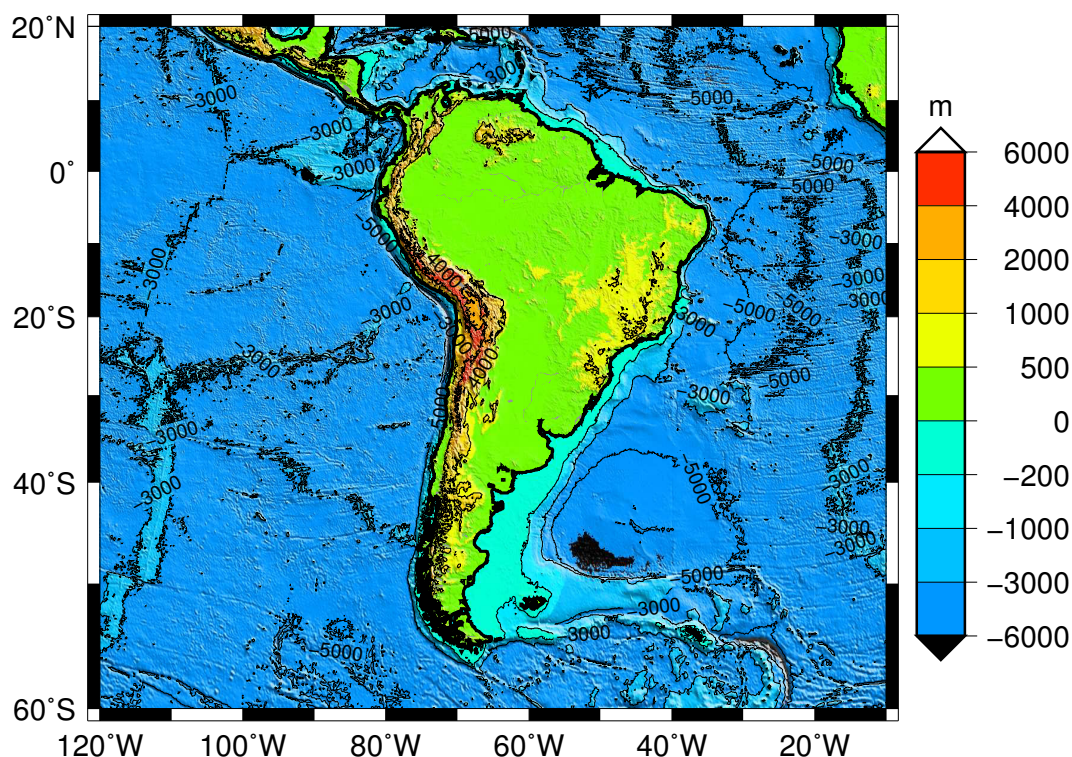


Figura 1.3: Topografía de una parte de Suramérica (elaborada con datos de ETOPO2).

La temperatura en superficie es relativamente baja y su ciclo diario muestra una considerable amplitud, como resultado del fuerte calentamiento diurno y la considerable pérdida radiativa nocturna (Aceituno, 1996).

Como se mencionó anteriormente (página 16), los fenómenos atmosféricos son fuertemente influenciados por la distribución de la topografía y vegetación en la supercie del continente. Los diversos rasgos de las condiciones atmosféricas, clima y variabilidad climática sobre suramérica, incluyen propiedades de latitudes tropicales, subtropicales y medias. La Cordillera de los Andes representa un obstáculo formidable para la circulación atmosférica en la tropósfera, actuando como una barrera climática y obstaculizando el paso de humedad, permitiendo la existencia de condiciones secas al oeste y húmedas al este en los subtrópicos (los patrones se invierten en las latitudes medias). También acoge interacciones tropicales-extratropicales, especialmente a lo largo del lado este. El Escudo Brasileño tiende a bloquear la circulación atmosférica de

los niveles bajos sobre los subtrópicos en América del Sur. Otro aspecto importante es la extensa área de continente en las bajas latitudes ($10^{\circ} N - 20^{\circ} S$), que condiciona el desarrollo de intensa actividad convectiva que da origen a la selva tropical más grande del mundo, en la cuenca del Amazonas (Garreaud and Aceituno, 2001).

En la zona ecuatorial, debido a la constante insolación, se produce una fuerte evaporación diaria que determina la formación de las precipitaciones convectivas. La orientación de las cadenas montañosas contribuye a la entrada al continente de masas de aire polar y tropical provenientes del Océano Atlántico, pero actúa como una barrera para las masas de aire tropical provenientes del Océano Pacífico que descargan su humedad en las laderas occidentales de las cadenas montañosas a modo de precipitaciones orográficas y continúan como vientos secos; esta es la causa de la aridez en la Patagonia. En las costas orientales de América del Sur, debido a su relieve menos accidentado las masas de aire húmedas no presentan dificultades de penetración por lo cual las precipitaciones son mayores. Otro factor importante para la comprensión de los tipos climáticos son las corrientes marinas cálidas y frías responsables de mayores o menores índices de humedad y de temperatura de las masas de aire. Los vientos húmedos del Pacífico al pasar por las corrientes frías de California y Humboldt, sufren una condensación por enfriamiento y precipitan en el océano determinando desiertos costeros. Ésta es la causa de la formación del desierto costero del norte de Chile y Perú. Las corrientes cálidas contribuyen a aumentar el índice de precipitaciones y la temperatura de las zonas costeras. Es el caso de la corriente de Brasil de Golfo y de las ecuatoriales (Garreaud and Aceituno, 2001).

Otro fenómeno importante en esta región (como se vió en en la página 7), es el ENSO, que tiene su origen en el sistema acoplado océano - atmósfera en el Pacífico Tropical, así que tiene una fuerte influencia sobre las áreas tropicales y subtropicales de suramérica. Similarmente anomalías de TSM en el Océano Atlántico tienen un

profundo impacto sobre las condiciones atmosféricas y clima a lo largo de la costa este del continente Suramericano. Wyrski (1975) muestra que el núcleo de los Alisios del sureste varía interanualmente en área e intensidad, siendo debilitado durante los eventos *El Niño*.

1.4.1. Ciclos Regulares y Patrones

En esta sección, se presenta el ciclo anual y campos promedios estacionales y mensuales de algunas variables meteorológicas. Estos datos son obtenidos de información registrada en superficie y observaciones meteorológicas satelitales. La circulación atmosférica (vientos, presión, etc), ha sido caracterizada utilizando los datos de Reanálisis de NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996), sobre el periodo de tiempo 1978 – 1998. Estos datos se consideran apropiados para el estudio de los ciclos de alta frecuencia y variabilidad interanual, pero no son buenos para estudiar los procesos interdecadales ni la tendencia de largo tiempo ⁴. El procedimiento, usado para hallar los promedios, no hace ninguna suposición física apriori. El clima regional es definido por las propiedades relevantes en los campos medios, que están forzados por las condiciones de frontera de la atmósfera, distribución de continente - océano, topografía continental y las variaciones de la radiación solar sobre la superficie, en el espacio y tiempo (Garreaud and Aceituno, 2001).

La Figura 1.4(a) muestra la precipitación media anual y las velocidades del viento, promediadas desde los 1000 hPa hasta los 850 hPa. Los colores muestran la magnitud de la precipitación expresada en mm/día y los vectores muestran el valor de la magnitud y dirección de las velocidades de viento. La Figura 1.4(b) muestra la variación de la precipitación con la latitud, que ha sido obtenida de promediar los

⁴Las observaciones efectuadas sobre el Océano Pacífico suroriental son escasas, particularmente para años anteriores a 1978. Es por ello que es muy difícil establecer la veracidad de la información para años anteriores a 1978 (Kalnay et al., 1996).

valores de precipitación entre los $110^{\circ}O - 10^{\circ}O$ de longitud. En la última Figura, se puede observar que la ubicación de máxima precipitación se encuentra a los $8^{\circ}N$ aproximadamente, y que la zona de convergencia de vientos (llamada la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT, en inglés: “*Intrertropical Convergence Zone*” ITCZ), casi coincide con la región de máxima precipitación. La Figura 1.4(b) fue obtenida mediante la integración de las precipitaciones a lo largo de las franjas latitudinales, desde los $110^{\circ}O$ hasta los $10^{\circ}O$. En la Figura 1.4(a), se enumera las principales características que tiene la precipitación en esta parte del planeta. En el Cuadro 1.2, se resumen las principales caraterísticas de la precipitación, basada en el trabajo de René Garreaud (Garreaud and Aceituno, 2001).

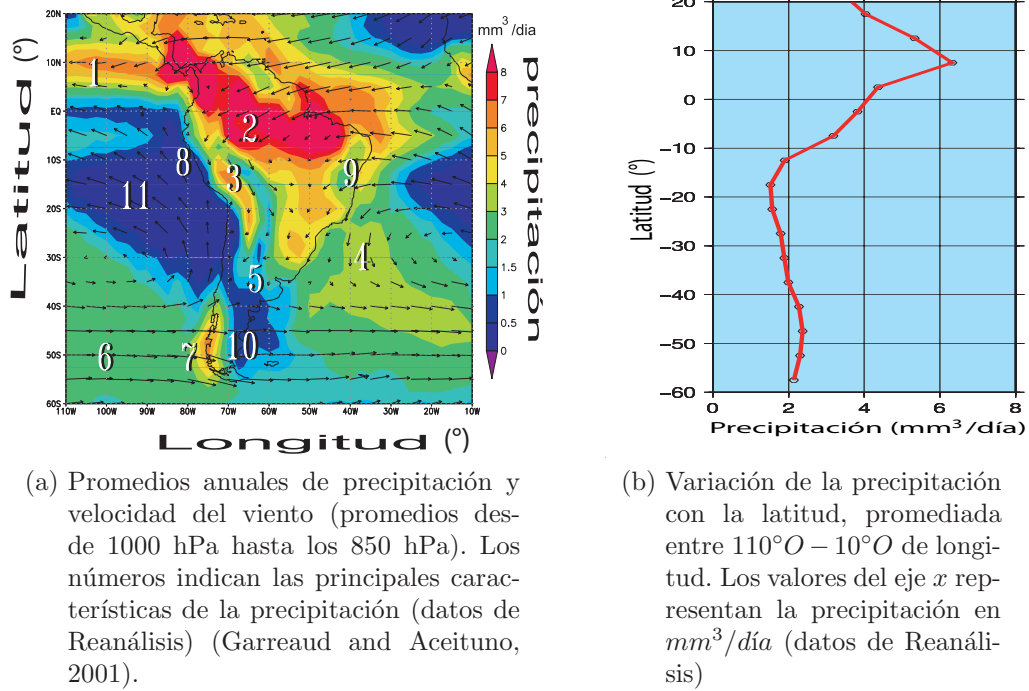


Figura 1.4: Principales características de la precipitación. Elaborada con datos climatológicos de reanálisis NCEP - NCAR (NNR), 1970 - 1998.

En la Figura 1.5(a), se representa las principales características de la circulación atmosférica sobre Suramérica, y están enumeradas en el Cuadro 1.2 (Columna de la derecha).

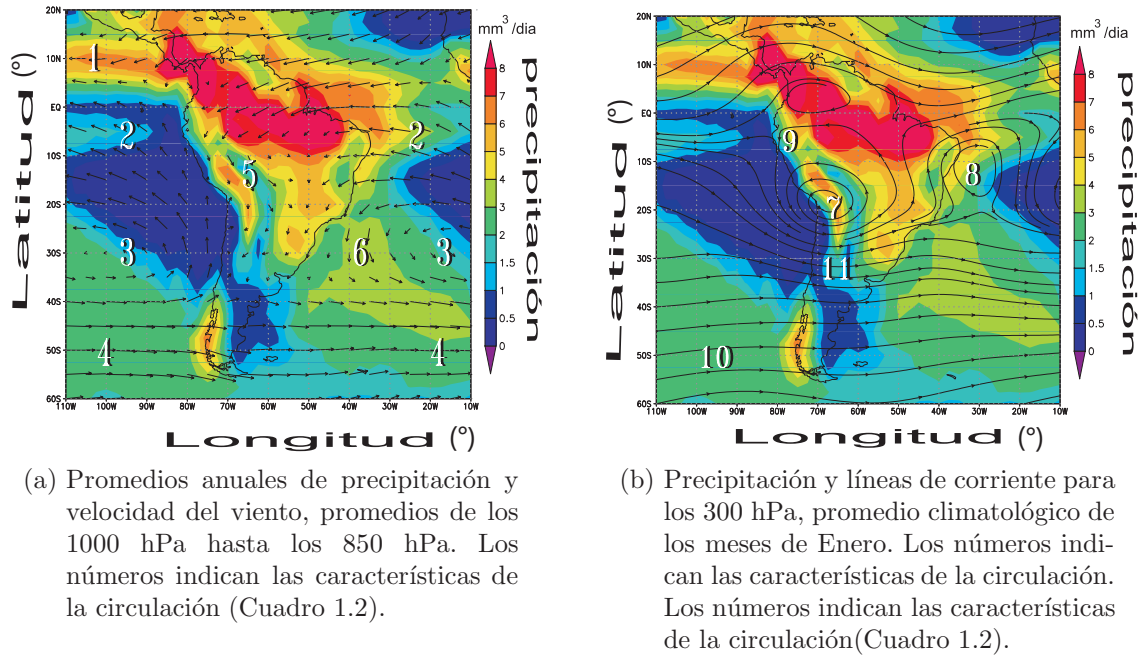


Figura 1.5: Principales características de la circulación. Elaborada con datos climatológicos de reanálisis NCEP - NCAR (NNR), 1978 - 1998 (Kalnay et al., 1996).

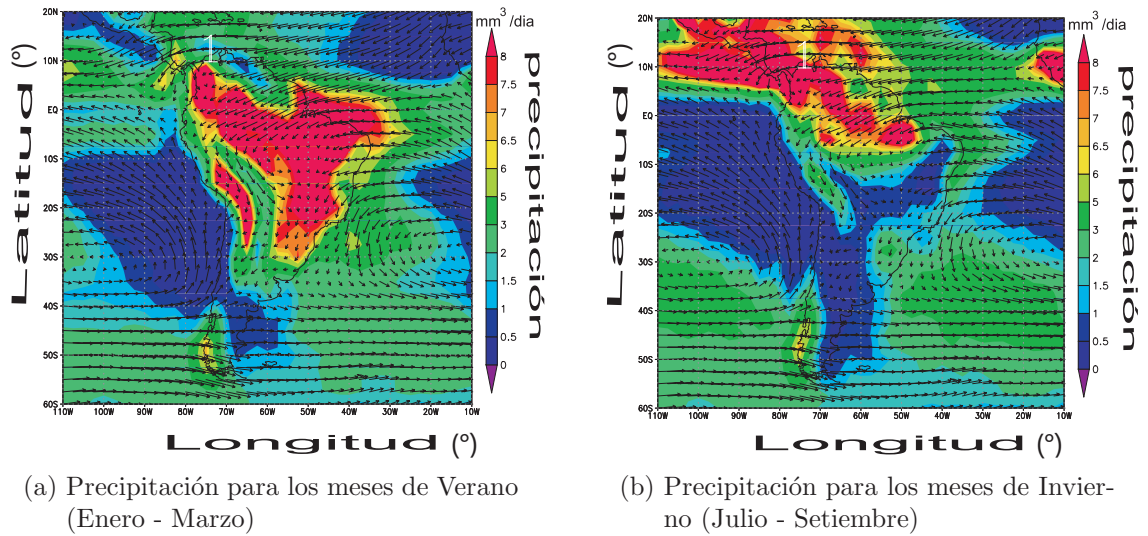


Figura 1.6: Promedio climatológico (78 - 98) de precipitación ($mm^3/día$), obtenidos con datos de reanálisis NCEP - NCAR (NNR), 1978 - 1998 (Kalnay et al., 1996).

En las Figuras 1.6(a) y (b) se ha representado las características de la circulación superficial y precipitaciones en las estaciones de verano e invierno. Como se puede observar en dichas figuras, el máximo de precipitación ocurre sobre el Pacífico tropical, a lo largo de la banda, de aproximadamente $6^\circ N$ de latitud (en verano) y $10^\circ N$ de

latitud (en invierno), que coincide con el cinturón de baja presión y convergencia de vientos en superficie (ZCIT o ITCZ), que viene a ser el rasgo de mayor importancia de la circulación global. Su variación anual, alrededor del Ecuador, está relacionada con la distribución continente - océano, orientación de la línea de costa y el efecto de la Cordillera de los Andes. La precipitación decrece levemente a ambos lados del la ITCZ (en parte debido al decrecimiento de la evaporación superficial), pero produce una alta precipitación continental sobre los Andes Ecuatoriales. Sobre la cuenca Oeste del Amazonas y cerca a la desembocadura del río Amazonas, las precipitaciones son producidas por convección húmeda(que es la más energética para ascender en forma boyante el aire desde la superficie hasta la tropopausa) (Garreaud and Aceituno, 2001). Además, la distribución de velocidades del viento sobre la costa peruana permite que la humedad atmosférica sea desplazada hacia el Ecuador, originando la formación del desierto costero y oceánico ⁵ a lo largo de las costas de Perú y Chile. El desierto costero, en promedio se ubica entre los $8^{\circ}S$ y los $30^{\circ}S$, (su extensión varía de estación en estación, ver Figura 1.6), coformando el desierto costero más extenso (en longitud) y seco de todo el mundo (Lucimar de Abreú, 1996).

⁵En analogía a los desiertos costeros, se denomina desierto oceánico a las áreas oceánicas donde la precipitación es escasa (menor a 250 mm al año).

Precipitación (Figura 1.4a)		Circulación (Figura 1.5a,b)	
1	ZCIT(ITCZ)	1	ZCIT(ITCZ)
2	Convección Continental	2	Vientos Alisios
3	Convección Altiplánica	3	Alta Subtropical
4	ZCAS (SACZ)	4	Vientos del Oeste
5	Convección Pampas	5	“Low level jet”
6	“Mid latitude Storm track”	6	ZCAS (SACZ)
7	Precipitación orográfica	7	Alta de Bolivia
8	Desierto costero	8	Baja de NE Brasil
9	Semiárida NE Brasil	9	Vientos tropicales del este
10	Zona seca de Patagonia	10	Vientos del oeste
11	Desierto oceánico	11	“Jet stream”

Cuadro 1.2: Principales características de la precipitación y la circulación en Suramérica, basada en el trabajo de René Garreaud (Garreaud and Aceituno, 2001).

1.5. Circulación Oceánica en América del Sur

La circulación oceánica a gran escala en el Pacífico Suroriental, se resume en la Figura 1.7 que ha sido tomada de Penven et al. (2005). La circulación superficial en el Sistema de Corrientes de Humboldt (SCH), a la que pertenece el área de estudio, es dominada por el flujo de sur a norte: flujo hacia el Ecuador (en inglés denominada equatorward). Tiene su origen alrededor de la latitud $43^{\circ}S$, donde los vientos del Oeste se bifurcan formando el SCH, que se dirige hacia el Ecuador y la Corriente del Cabo de Hornos (CCH), que se dirige hacia el Polo Sur (Strub et al., 1998). Fuera de la costa, la Corriente Oceánica Peruana (COP), se extiende desde la superficie hasta una profundidad de 700 m , paralela a la costa, con un ancho aproximado de $1000\text{--}1500\text{ km}$, y gira hacia el Oeste alrededor del $15^{\circ}S - 20^{\circ}S$ (Wyrтки, 1975).

En la parte norte del SCH, entre los $5^{\circ}S - 20^{\circ}S$ de latitud, se encuentra el Sistema de Corrientes del Perú (SCP), con flujo predominante hacia el Ecuador, cuyas principales componentes han sido resumidas por Penven et al. (2005) y se muestran en la Figura 1.7, donde las líneas continuas, representan corrientes superficiales y las líneas punteadas

subsuperficiales.

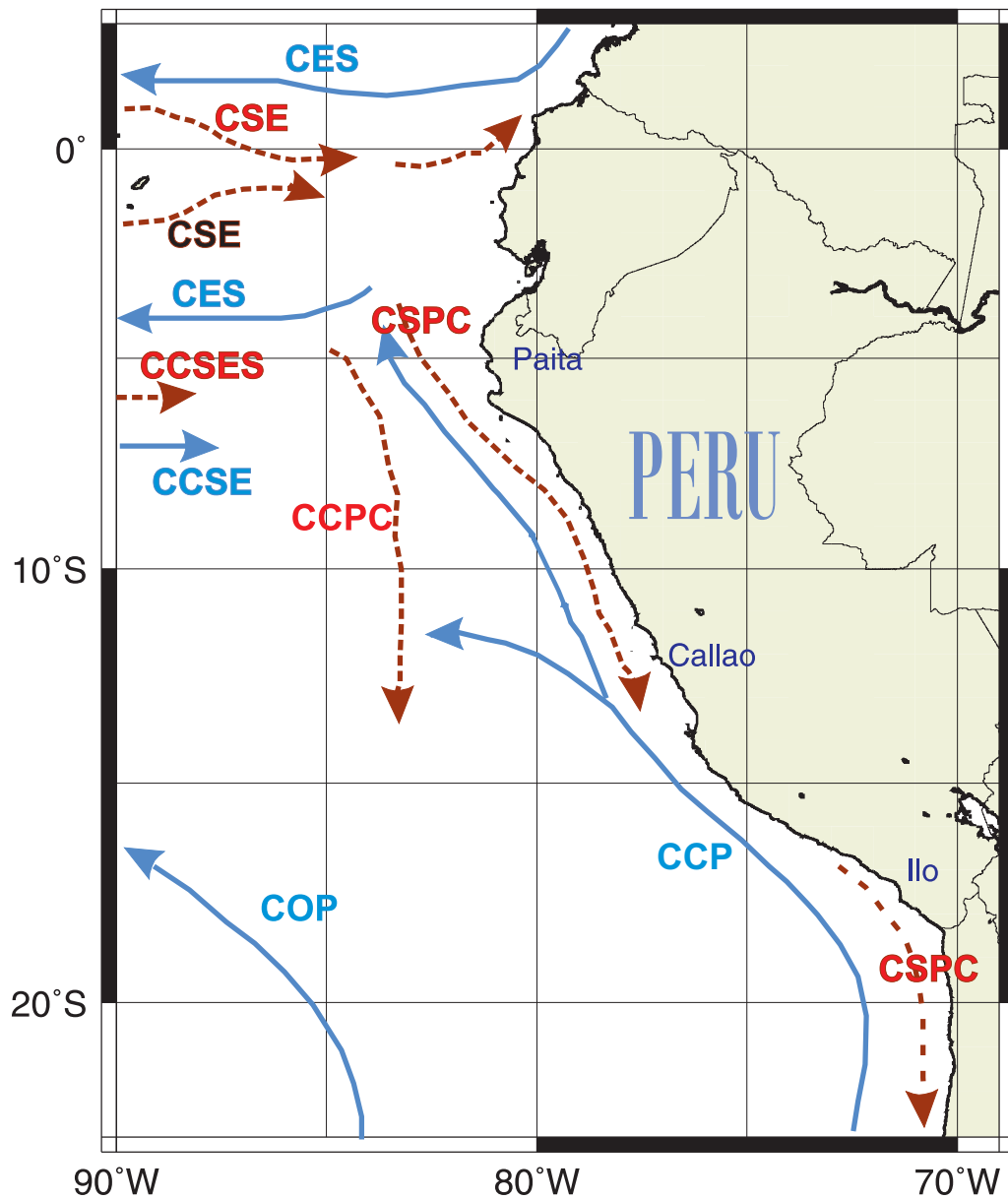
En la franja costera, la corriente superficial se dirige hacia el Ecuador y se denomina Corriente Costera Peruana (CCP; en inglés Peruvian coastal current, PCC), también conocida como la Corriente de Humboldt (CH), que está asociada al afloramiento costero de aguas frías y ricas en nutrientes. La Corriente de Humboldt alimenta a la Corriente Ecuatorial Sur (CES), formando la lengua de agua fría ecuatorial visible en el noroeste de Cabo Blanco (latitud $4^{\circ}S$). El ciclo estacional de la CCP no ha sido bien determinado, pero las escasas mediciones en el norte indican una velocidad máxima en invierno (Fiedler, 1994).

Debajo de la capa superficial ($\sim 20\text{ m}$), de flujo predominante de sur a norte, las contracorrientes dominan la circulación en la subsuperficie, con flujo predominante hacia el Polo Sur (Brink et al., 1983). La Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSPC) se dirige hacia el polo, con un núcleo de velocidad máxima de 15 cm/s a una profundidad aproximada de $100-150\text{ m}$ (Huyer, 1980). Esta contracorriente, predomina en la franja costera, con un ancho aproximado de 180 km y se extiende hasta los $600-700\text{ m}$ de profundidad. La CSPC se origina a partir de Corriente Ecuatorial Subsuperficial (CESS) que se divide en las islas Galápagos. Una rama continua como una corriente subsuperficial a lo largo del Ecuador y gira al sur para formar la CSPC, mientras que la otra rama fluye al sureste para alcanzar la costa alrededor de los $5^{\circ}S$ de latitud. Ella transporta aguas saladas, ricas en nutrientes y extremadamente bajas en oxígeno (Penven et al., 2005). El núcleo de la CSPC ha sido observado a los $5^{\circ}S$, a una profundidad de $50-100\text{ m}$ aproximadamente, mientras que a los $10^{\circ}S$ de latitud se encuentra en torno a $150-200\text{ m}$ de profundidad, con velocidades aproximadas de 10 cm/s (Pizarro et al., 2002).

Fuera de la costa, la Contra Corriente Perú - Chile (CCPC) está ubicada a unos cuantos cientos de kilómetros de la costa y tiene un flujo que se dirige hacia el Polo

Sur (Strub et al., 1998). Se presume que tiene su origen en la rama sur que resulta de la bifurcación de la CES en la isla Galápagos. Se han efectuado pocas medidas directas de esta corriente, pero ha sido detectada mediante altimetría por satélite, desde los $8^{\circ}S - 35^{\circ}S$ de latitud, a una distancia de 100 - 300 km de la costa y muestra un máximo en la primavera (Penven et al., 2005).

A escala interanual, El Niño y la Oscilación Sur (ENSO) aportan la mayor variabilidad. Durante los periodos El Niño, se produce una dramática profundización de la termoclina, intensificación de las corrientes hacia los polos y una pequeña reducción de intensidad de los vientos alisios (Strub et al., 1998). Por otro lado, sobre periodos de 5 - 20 días, la principal fuente de variación parece ser mayormente relacionada a las ondas costeras atrapadas de origen ecuatorial (Brink et al., 1983; Pizarro et al., 2002).



Leyenda

- CES** : Corriente Ecuatorial Sur.
- CSE** : Corriente Sub-superficial Ecuatorial.
- CCSE** : Contra-corriente Ecuatorial Sur.
- CCPC** : Contra-corriente Perú-Chile.
- COP** : Corriente Oceánica Peruana.
- CSPC** : Corriente Sub-superficial Perú-Chile.
- CCP** : Corriente Costera Peruana.
- CCSES** : Contra-corriente Sub-superficial Ecuatorial Sur.

Figura 1.7: Esquema de las principales corrientes en el NECH, basada en Penven et al. (2005).

Capítulo 2

MATERIALES Y MÉTODOS

Para la elaboración de este trabajo, se realizaron simulaciones numéricas con el modelo atmosférico WRF, para el año 2000. Se obtiene salidas cada 6 horas de las componentes de viento, en 57 niveles verticales para el área de interés. Los datos de viento superficiales fueron procesados para obtener promedios diarios, promedios mensuales, promedios bi-mensuales. También se calcula los esfuerzos, el rotacional y skewness (de la velocidad del viento); asimismo, se calcula correlaciones entre los datos de velocidad de QuikSCAT y del modelo WRF y RMS (Desviación típica ó “*Root Mean Square*”) de ambas fuentes de datos. El modelo Oceánico utilizado es el “*Regional Ocean Model System*” (ROMS), forzado con datos de WRF (diarios y mensuales) y datos de QuikSCAT (diarios). Mayores detalles y documentación científica sobre el modelo, puede encontrarse en la página web www.roms.mpl.ird.fr

2.1. Modelos Utilizados

En las secciones siguientes, se realiza una descripción de las características de los modelos utilizados para la parte atmosférica y oceánica. El fundamento matemático se

encuentra en el Apéndice B.

2.1.1. El Modelo Atmosférico WRF

Para realizar este trabajo, se implementó el modelo WRF en el Instituto del Mar del Perú (IMARPE) en una estación de trabajo HP de 2 procesadores, con procesador Xeón de 2.4 GHertz de velocidad, con 4 Gb de memoria RAM, y 2 discos duros de 250 Gb cada uno. Se efectuaron simulaciones con este modelo para el año 2000, con una resolución espacial de 90 km, con grilla anidada de 30 km de resolución sobre una parte del Océano Pacífico Suroriental, con fronteras, entre las latitudes $3^{\circ}N - 23^{\circ}S$ y $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$ (Figura 2.1), utilizando como condiciones iniciales y de frontera los datos de Reanálisis (NCEP), con resolución espacial de 2.5° de latitud, por 2.5° de longitud y resolución temporal de 1 hora.

El desarrollo del Modelo “*Weather Research and Forecasting*” (WRF) es un esfuerzo inter - institucional realizado para proporcionar un modelo de meso - escala de última generación para pronóstico y sistema de asimilación de datos que sea de utilidad para la comprensión y predicción de las condiciones atmosféricas en la meso - escala. El modelo se desarrolló como un esfuerzo de colaboración entre “*The National Center for Atmospheric Research*” (NCAR), “*The Mesoscale and Microscale Meteorology*” (MMM), “*The National Oceanic and Atmospheric Administration’s*” (NOAA), “*National Centers for Environmental Prediction*” (NCEP), “*Forecast System Laboratory*” (FSL), “*The Department of Defense’s Air Force Weather Agency*” (AFWA), “*Naval Research Laboratory*” (NRL), “*The Center for Analysis and Prediction of Storms*” (CAPS), “*The Federal Aviation Administration*” (FAA), con la participación de un gran número de científicos de diferentes universidades a nivel mundial (Skamarock et al. , 2008). El modelo WRF es conveniente para aplicaciones en un amplio espectro de casos, desde escalas de metros a los millares

de kilómetros. Se puede utilizar para la investigación y la predicción numérica operacional de las condiciones atmosféricas, asimilación de datos e investigación de parametrizaciones físicas, “downscaling”¹ de simulaciones climáticas, modelos de calidad de aire, acoplamiento océano - atmósfera y simulaciones idealizadas (e.g remolinos en la capa - límite, convección, ondas baroclínicas), entre muchas otras aplicaciones (Skamarock et al. , 2008).

Características del Modelo WRF

El modelo WRF consta de varios módulos, donde el principal es el *Advanced Research Weather* (ARW). Las principales características de este Módulo (Skamarock et al. , 2008) son las siguientes:

- Tiene un sistema de ecuaciones completamente comprensibles, tiene una opción de Euler, no hidrostática con una opción de “*run-time*” hidrostático.
- Es conservativo para las variables escalares.
- Variables pronosticadas: Componentes de la velocidad $u = v_x$ y $v = v_y$ en coordenadas Cartesianas, velocidad vertical $w = v_z$, perturbación de la temperatura potencial, perturbación geopotencial, y perturbación superficial.
- Presión de aire seco. Opcionalmente, energía cinética turbulenta y muchos otros escalares.

¹Se denomina “*downscaling*” al proceso de aplicación de técnicas para el aumento de resolución espacial de los datos provenientes de modelos numéricos globales o regionales. Los más comunes son el “*downscaling*” dinámico y estadístico. El dinámico tiene como propósito aumentar la resolución de los modelos atmosféricos, anidándolos con modelos regionales o mesoescalares y el estadístico en su conjunto son técnicas híbridas que combinan la salidas de los modelos numéricos con la información estadística (climatología) de las observaciones para aumentar la resolución de los datos (García et al., 2004).

- La coordenada vertical es sigma que se ajusta a la topografía y presión hidrostática. El tope del modelo es una superficie de presión constante.
- La grilla horizontal es Arakawa C.
- La integración en el tiempo es “time-split” usando un esquema de 3er orden de Runge-Kutta con pequeño incremento del paso de tiempo (Δt), para modos de ondas acústicas y de gravedad.
- Discretización espacial: Usa esquemas del 2do al 6to orden, con opciones de advección en la horizontal y vertical.
- Soporta casos reales e ideales con aplicaciones a varias opciones de condiciones de frontera laterales y superiores.
- Soporta “one-way”, “two-way” y anidamiento dinámico móvil.
- Rotación de la Tierra : Todos los términos de Coriolis incluidos.
- Proyecciones : Soporta 3 tipos de proyecciones cartográficas, (1) Polar estereográfica, (2) Lambert-conformal, y (3) Mercator. Los términos de curvatura de la Tierra son incluidos.
- El modelo puede ser ejecutado, sobre máquinas de procesador simple, de memoria compartida y distribuida.
- Los “scripts” utilizados para las corridas, en el presente trabajo fueron desarrollados por investigadores del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD, *L’Institut de Recherche pour le Développement*)

Las ecuaciones básicas que utilizan todos los modelos numéricos de circulación atmosférica, se muestran en el Apéndice A y las que son utilizados por el modelo WRF se detallan en el Apéndice 2, ubicado al final de este documento.

2.1.2. El modelo oceánico ROMS

El modelo ROMS, desarrollado por un grupo de investigadores de la Universidad de California (University of California, Los Angeles; UCLA), fue implementado en IMARPE en una estación de trabajo SUN de 2 procesadores dual core, con procesadores AMD de 4 Gb de memoria RAM con un “*storage*” de 3 Terabytes. Se efectuaron simulaciones con este modelo para el año 2000, con una resolución espacial de 12 km, sobre una parte del Océano Pacífico Suroriental, con fronteras, entre las latitudes $3^{\circ}N - 23^{\circ}S$ y longitudes de $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$ (Figura 1.2).

Este Modelo es muy versátil porque puede ser utilizado a escala global, regional y local (Shchepetkin y McWilliams, 2003; Shchepetkin and McWilliams, 2005). Entre las aplicaciones que se pueden realizar están, la simulación numérica de la circulación oceánica, a diferentes escalas, con el fin de estudiar el comportamiento climatológico de las corrientes marinas, el estudio del transporte de sedimentos y dispersión de material contaminante en el océano.

El modelo resuelve el sistema de ecuaciones diferenciales en variables primitivas, compuesto por la conservación de masa, cantidad de movimiento en la horizontal, conservación de salinidad y energía térmica. Los flujos y procesos de transporte turbulentos son aproximados por un modelo de cierre turbulento de dos ecuaciones: Una ecuación de conservación de energía cinética y una ecuación de transporte para la macroescala. Este sub-modelo de cierre es denominado Mellor-Yamada , y emplea una difusividad del tipo Smagorinsky para la difusión horizontal (Shchepetkin and McWilliams, 2005; Penven et al., 2005).

Dado que los patrones de circulación contienen ondas externas relativamente rápidas y ondas internas de velocidad significativamente menor, por economía computacional, se separan las ecuaciones promediadas en la profundidad de las ecuaciones en la vertical.

El algoritmo posee un paso de tiempo dividido (“split”), lo cual permite subdividir el modelo en un modo externo, el cual es barotrópico bidimensional y emplea un paso de tiempo menor basado en la condición CFL ², y otro interno, el cual es tri-dimensional (baroclínico) y utiliza un paso de tiempo mayor basado en la velocidad de ondas internas. En la horizontal, el esquema de diferencias es explícito mientras que es implícito en la vertical. Esto último permite conseguir alta resolución en la vertical, especialmente en las capas límites cercanas a la superficie libre y al lecho oceánico, eliminando condicionamientos temporales. El módulo ARW del modelo WRF, utiliza una grilla Arakawa C alternada (“staggered”), como esquema de diferencias finitas en la horizontal (Skamarock et al. , 2008).

El modelo permite la simulación temporal 3D de cuerpos de agua con batimetría compleja, con superficies libres y presencia de estratificaciones tanto salinas como térmicas, con circulaciones inducidas tanto por la acción del viento sobre la interfaz agua-aire como por flujos de entrada/salida. A su vez, el esfuerzo de corte generado por el viento puede ser variado tanto espacial como temporalmente.

Características del Modelo

Las principales características que presenta el modelo ROMS son resumidas a continuación (Penven et al., 2005):

- Utiliza un sistema de coordenadas sigma. Las coordenadas horizontales, del sistema tradicional de coordenadas cartesianas, permanecen inalteradas y la

²La condición de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL), es una condición de estabilidad computacional que deben cumplir las ecuaciones diferenciales en derivadas parciales que son resueltas por los modelos numéricos atmosféricos y oceánicos. Esta condición se llama así en honor a Richard Courant, Kurt Friedrichs y Hans Lewy que la describieron en un artículo en 1928. Matemáticamente la condición CFL toma la forma: $\sigma = \frac{v_x \cdot \Delta t}{\Delta x} \leq 1$ donde: Δt es el intervalo de tiempo; Δx es el intervalo de distancia ; v_x es la magnitud de la velocidad. Como consecuencia de esta condición, en un paso de tiempo, el desplazamiento no puede ser mayor que un intervalo de distancia, sino la simulación produce resultados incorrectos (Holton, 2004).

coordenada z es transformada en coordenada σ y es ponderada a la profundidad de la columna de agua. En la horizontal utiliza una grilla curvilínea ortogonal.

- Incluye una forma completa de términos no lineales.
- Incluye un submodelo de turbulencias, que calcula los coeficientes.
- Utiliza un esquema de diferenciación con una grilla tipo Arakawa C.
- La integración horizontal con respecto al tiempo es explícita y en cuanto a la vertical es implícita, lo cual elimina la restricción temporal para la coordenada vertical y permite el uso de una resolución más fina en las capas de Ekman de superficie y de fondo.
- El modelo presenta una superficie libre en dos intervalos de tiempo distinto, uno para el modo externo y otro para el modo interno. El modo externo (barotrópico y bidimensional) utiliza un intervalo de tiempo menor basado en la condición de estabilidad de CFL, el modo interno baroclínico y tridimensional usa un intervalo de tiempo más largo.
- El uso de coordenadas σ facilita la inclusión de la batimetría real, ya que la elevación de la superficie libre del mar, y la batimetría del fondo pasan a ser superficies coordenadas.
- Con el uso del submodelo de turbulencias, el modelo produce capas de Ekman de superficie y de fondo más reales.

2.2. Configuración del modelo

Al simular las características oceanográficas en una región utilizando un modelo numérico, es necesario contar con datos ambientales que intervienen en la ocurrencia del fenómeno, (condiciones iniciales, forzantes, etc) en cuanto mejor y más abundantes sean los datos, mejor serán los resultados que se obtenga del estudio. Para ejecutar el modelo, se necesita conocer la configuración de la batimetría del fondo oceánico, temperatura y salinidad en diferentes capas de profundidad, vientos y corrientes (Penven et al., 2003). En la actualidad, existe una variedad de fuentes para esos datos, la mayoría de los cuales se encuentra en dominio público, y otros pueden conseguirse de organismos gubernamentales o internacionales.

Para las simulaciones realizadas en el presente trabajo, el modelo fue configurado, para una parte del Océano Pacífico Suroriental, con fronteras, entre las latitudes $3^{\circ}N - 23^{\circ}S$ y longitudes $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$ (Figura 1.2). La grilla del modelo, forzantes, condiciones iniciales y de frontera fueron construidas utilizando el software ROMSTOOLS (www.roms.mpl.ird.fr). El modelo ROMS fue configurado a $1/9^{\circ}$ de resolución espacial, los datos de batimetría que se utilizó son los de ETOPO2, Figuras 1.2 y 2.2. Para la temperatura y salinidad se usaron datos de World Ocean Atlas (WOA2000). Los datos de velocidades de viento, con los que se calcularon los esfuerzos, fueron los de observación satelital QuikSCAT (55 km) y del modelo WRF (30 km); para las corrientes se usó datos del modelo global OCCAM a $1/4^{\circ}$ de resolución. Se efectuó la simulación utilizando ROMS, forzado con datos de WRF y QuikSCAT, para un periodo de 10 años, obteniéndose un ciclo que se repite con un periodo anual. Las soluciones del modelo comienzan del reposo y rápidamente se ajustan a las condiciones iniciales de estratificación. El modelo logra estabilizarse estadísticamente después de un “*spin-up*”³, que para el modelos ROMS es de aproximadamente 2 años.

³Se denomina “*spin-up*” al tiempo que toma el modelo para alcanzar su estado de equilibrio. Estos

2.3. Métodos

El modelo WRF fue implementado en El Centro de Modelado de IMARPE, utilizando “scrips” desarrollados por investigadores de IRD (Francia). Se efectuaron simulaciones con este modelo para el año 2000, con una resolución espacial de 90 km, con grilla anidada de 30 km de resolución sobre una parte del Océano Pacífico Suroriental, con fronteras, entre las latitudes $3^{\circ}N - 23^{\circ}S$ y longitudes $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$ (Figura 1.2), utilizando como condiciones iniciales y de frontera los datos de Reanálisis (NCEP).

El pre-procesamiento de los datos de entrada al modelo WRF se realiza con Matlab, para la conversión de los datos NetCDF a formato binario y ubicar las variables a la grilla del modelo. Para el post-procesamiento de la información, se utiliza varias herramientas informáticas como el “*Grid Análisis and Display System*” (GrADS), para la conversión de formato NetCDF a binario y ASCII. También, se utiliza “*Generic Mapping Tools*” (GMT), Scripts en Bash y Cshell, Matlab, Gnuplot, lenguajes Fortran, AWK entre otros, ya que con estas herramientas informáticas se puede procesar y visualizar datos de ciencias de la Tierra en diferentes formatos como GRIB, Binario, NetCDF, ASCII, etc.

Los datos de viento provenientes de las simulaciones con WRF, son almacenados en formato NetCDF, en archivos diarios, con salidas horarias. Esta información fue procesada empleando el “*Grid Analysis System*” (GrAdS) y la subrutina WRF2GrADS. Estos datos son convertidos a formato binario utilizando la subrutina mencionada. Luego, se efectúa la extracción de las velocidades de viento superficial y se calcula los promedios diarios, mensuales, bimensuales, estacionales, los RMS de velocidades promedios y RMS de esfuerzo de viento. También se calcularon los rotacionales del

estados de equilibrio son tomados como estados iniciales en los cálculos del modelo oceánico (Bernsen, Dijkstra and Wubs, 2008).

esfuerzo de viento y se efectuó el cálculo de la componente de la velocidad a lo largo de la costa y se extrajeron series de tiempo a lo largo de los perfiles mostrados en la Figura 2.1 .

Se realizó un análisis comparativo de los datos de WRF con los de QuikSCAT y Reanálisis de NCEP-NCAR y la estación meteorológica de CORPAC, ubicada en el Aeropuerto Internacional Jorge Chávez de Lima. Para este análisis, se elaboraron mapas de promedios bimensuales de las componentes zonales y meridionales de velocidad superficial del viento, RMS-diff y correlación de las componentes de velocidad entre los datos de QuikSCAT y WRF. Se implementó y configuró el modelo ROMS para ser forzado con datos de viento diarios y mensuales, obtenidos mediante el modelo WRF y datos diarios de observación satelital QuikSCAT.

Para el modelo ROMS, el pre-procesamiento se realizó utilizando ROMSTOOLS, que consiste en un conjunto de programas para realizar el pre y postprocesamiento de datos del modelos ROMS, y que puede descargarse libremente de la pagina web www.roms.mpl.ird.fr. Mediante ROMSTOOLS, se realiza la interpolación de los datos a la grilla del modelo. El procesamiento y visualización de los archivos de salida, producidos con el modelo ROMS (en formato NetCDF), se realiza con MATLAB, para calcular promedios mensuales, estacionales y anuales de TSM, nivel del mar, velocidad de corriente, cortes transversales, correlaciones, RMS, etc.

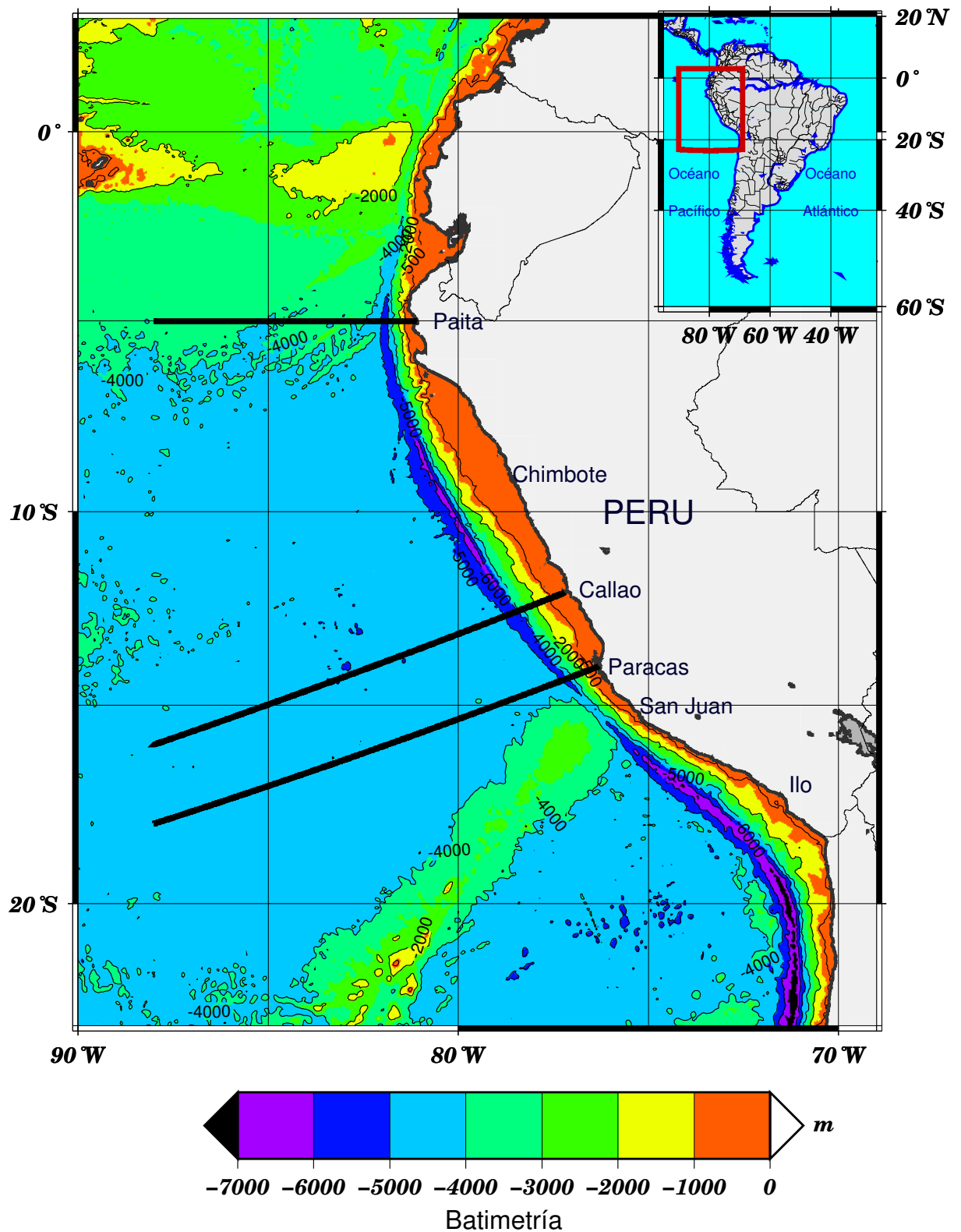


Figura 2.1: Área de estudio: latitud $3^{\circ}N - 23^{\circ}S$, longitud $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$, y ubicación de perfiles perpendiculares a la costa, frente a Paracas, Callao y Paita.

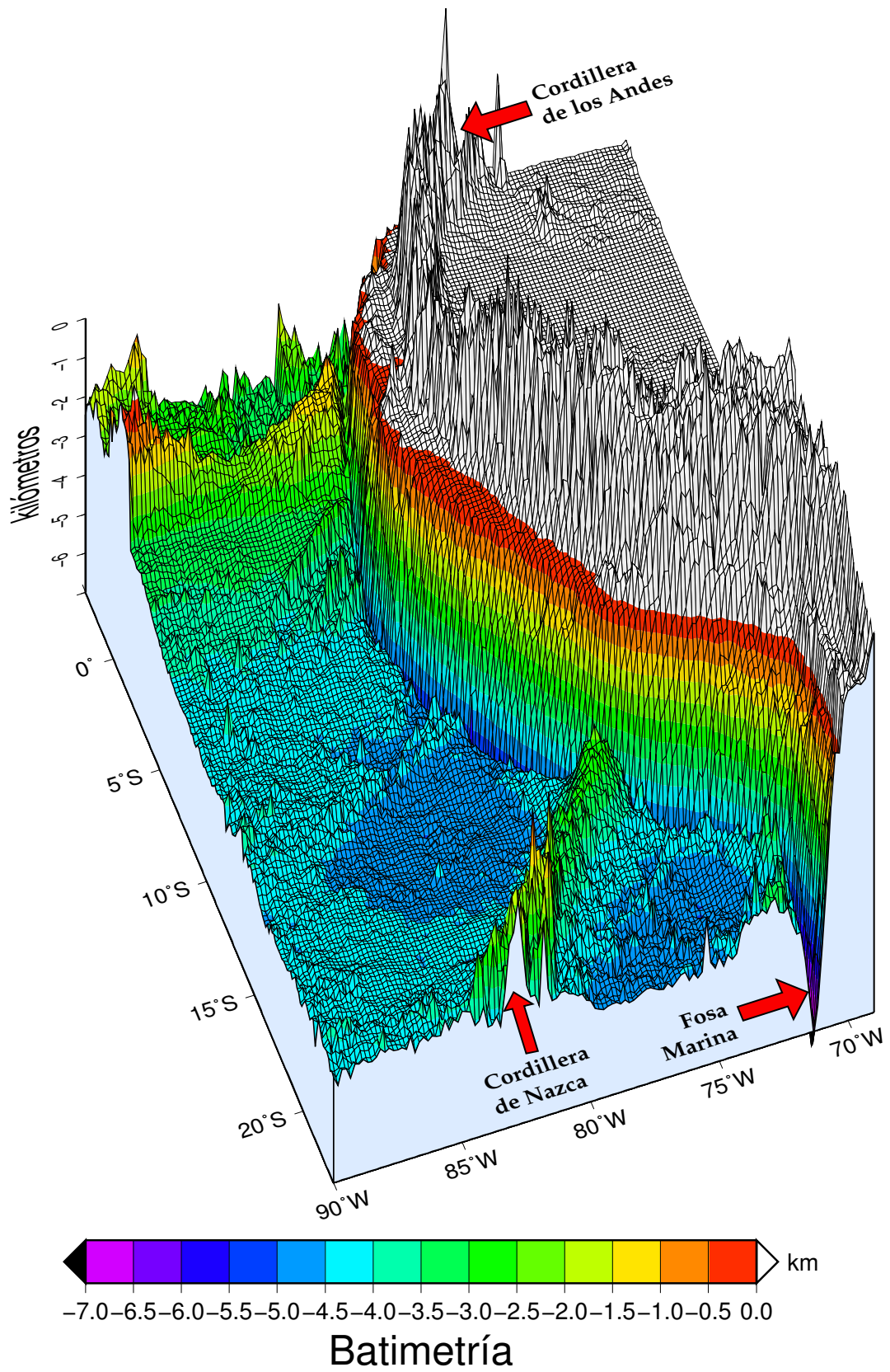


Figura 2.2: Vista tridimensional de la batimetría y topografía para el área de estudio (elaborada con datos de ETOPO2).

Capítulo 3

PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS

En este capítulo, se describe las etapas de cómo se llevó a cabo el procesamiento y análisis de la información.

3.1. Variabilidad de la Circulación Atmosférica Modelada y Observada en el Sistema de Corrientes del Perú : Año 2000

El comportamiento de la circulación del océano responde al forzamiento del tipo atmosférico, principalmente de los vientos. Anomalías de viento pueden forzar ondas oceánicas con longitudes de onda del orden de 13000 – 15000 kilómetros (tamaño de la cuenca del Océano Pacífico), que afectan la circulación oceánica y el clima (Hendon et al., 1998; Zhang and Gottshalck, 2002) pero también puede modificar la circulación oceánica regional, particularmente, en regiones de afloramiento, donde la variabilidad de viento es grande (Enriquez and Friehe, 1995). El afloramiento costero, sobre los sistemas de fronteras del Este, depende críticamente de las características

de la circulación atmosférica que se dirige hacia el ecuador. Mientras que muchas características del patrón de corrientes costeras son forzadas por el esfuerzo local del viento, los modelos oceánicos regionales han estado utilizando forzamientos derivados de datos de reanálisis o climatologías (Capet et al., 2004). Sin embargo, este tipo de forzamiento no resuelve las particularidades de la circulación atmosférica regional. El presente estudio es un paso hacia el uso de datos de viento de alta resolución, provenientes de modelos atmosféricos, para forzar los modelos oceánicos regionales en el dominio del sistema de corrientes del Perú. En este capítulo, se realiza una comparación de los datos de observaciones satelitales de QuikSCAT con las salidas de un modelo de circulación atmosférica regional, el modelo “*The Weather Research and Forecasting*” (WRF). Este modelo, es de última generación para predicción de las condiciones atmosféricas en la mesoescala diseñado para pronósticos operacionales e investigación atmosférica. El primer objetivo es determinar la habilidad del modelo WRF para reproducir la circulación atmosférica superficial para el año 2000. El segundo objetivo es diagnosticar cómo el modelo regional simula los gradientes horizontales del viento sobre la franja costera, donde no existen observaciones o tienen serias limitaciones (problema de la “*Blind zone*”). El interés está en el análisis de las características relevantes del momentum del forzante de la circulación oceánica y el afloramiento (rotacional del esfuerzo de viento, gradientes perpendiculares a la costa, etc).

Para comparar la variabilidad de la circulación atmosférica modelada y observada, se utilizaron datos de viento para el periodo 2000 obtenidos de la base de datos internacionales QuikSCAT y datos de viento obtenidos de simulaciones mediante el modelo atmosférico WRF. El ámbito geográfico en el que se realizó el estudio es una parte del Océano Pacífico suroriental, entre los paralelos $23^{\circ}S - 3^{\circ}N$ y meridianos $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$. En la Figura 2.1, se muestra la zona de estudio, y se indican los perfiles perpendiculares a la costa considerados para el cálculo de las velocidades horizontales del viento y para las extracciones de series de tiempo, de los datos simulados con el

modelo WRF y los de QuikSCAT.

3.1.1. Análisis de Velocidades

El modelo WRF fue implementado en IMARPE, para simular la circulación atmosférica durante el año 2000, los datos originales tienen salidas cada hora. Estos datos fueron procesados para obtener promedios diarios, mensuales, bimensuales y estacionales. Los cálculos se realizaron para las componentes zonal (u), meridional (v) y para el vector resultante. También, se denotará a las componentes zonal y meridional del viento como v_x y v_y , respectivamente.

Promedios Bimensuales de las Componentes de Velocidad

En las Figuras 3.1 y 3.2, se muestra los promedios bimensuales de la componente zonal u del viento, para los datos de QuikSCAT, WRF y de Reanálisis. En las figuras mencionadas, se aprecia estructuras similares en los 3 casos y se puede observar que las principales discrepancias, entre los datos de QuikSCAT y de WRF se encuentran en las zonas cercanas a la costa, donde la diferencia entre ambas fuentes de datos oscila entre 1 y 2 m/s . Para las áreas alejadas de la costa, las coincidencias son mayores, a la vez que conforme la distancia a la costa aumenta, los valores absolutos de u , también aumentan. La diferencia entre los productos presentados es significativa, sin embargo, WRF simula vientos meridionales con gradientes “*cross-shore*” reducidos en comparación con los Reanálisis, lo que es más realista.

En las Figuras 3.1.1 y 3.4, se muestra los promedios bimensuales de la componente meridional v del viento. Aquí, la distribución de velocidades es diferente que para la componente u . Para el caso de la componente v , los valores aumentan hasta llegar a un máximo (5 – 7 m/s) y luego decrecen al aumentar la distancia hacia la costa.

Promedios Bimensuales de la Magnitud de Velocidad

En las Figuras 3.6 y 3.7, se muestra la magnitud de las velocidades horizontales promedio del viento ¹, para el período de estudio con el fin de ilustrar las discrepancias entre los datos utilizados. Se observa que los datos reanalizados de NCEP no captan las estructuras finas del viento debido a la resolución espacial gruesa en que se encuentran (2.5° de latitud por 2.5° de longitud). No obstante la distribución de las velocidades dentro del área del estudio es similar en todos los casos, con la diferencia que los datos simulados mediante el modelo WRF están fuertemente influenciados por los valores de los forzantes utilizados. Pero la similitud con los datos observados de QuikSCAT son evidentes, como también se verá más adelante, donde se presenta los mapas de correlaciones entre los datos de QuikSCAT y los de WRF. Aquí, se observa que los valores de velocidad modelados y observados difieren principalmente en la zona ecuatorial y en menor grado en la franja costera.

El modelo regional simula velocidades horizontales mayores en algunos puntos de la franja costera donde la inclinación de la línea costera aumenta (por ejemplo en 14° S y 6° S de latitud). Además, la velocidad simulada es más débil en las zonas donde el ángulo de la costa disminuye (19° S de la latitud). En las Figuras 3.6, (b), (e) y (h), se ilustra los datos de velocidad de viento, obtenidos mediante el modelo WRF promediados para los meses de Enero - Febrero, Marzo - Abril, y Mayo -Junio, respectivamente. Aquí, se puede observar que las velocidades horizontales modeladas promediadas bimensualmente (Figuras 3.6, (b), (e) y (h)), generalmente son mayores que las observadas (Figuras 3.6, (a), (d) y (g)), en las áreas alejadas de la costa. Esto se observa claramente en los núcleos de máximas velocidades que se representa en cada gráfico, donde el área ocupada por el viento superficial con velocidades mayores a 7.5 m/s son de mayor extensión a la representada por los datos observados de

¹Para este estudio sólo se procesaron las componentes horizontales del viento.

QuikSCAT.

Para los meses de Julio-Agosto, Setiembre-Octubre y Noviembre-Diciembre (Figuras 3.7a-i), la distribución de velocidades generadas con el modelo WRF (Figuras 3.7 b, e y h) reproduce bien las velocidades observadas de QuikSCAT. Las velocidades obtenidas mediante Reanálisis (Figuras 3.7c, 3.7f, y 3.7i), simulan velocidades mayores que los de los datos de WRF y QuikSCAT (Figuras 3.7a, 3.7d y 3.7 g).

RMS de las Componentes de Velocidad

Para estudiar la variabilidad de las componentes horizontales del viento, con respecto a su media, y de la magnitud resultante de las componentes horizontales de la velocidad del viento, se calculó el valor cuadrático medio (“*Root Mean Square*” : RMS), en cada punto de la grilla, sobre toda el área de estudio, utilizando las siguientes ecuaciones:

$$RMS_u = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{NT} [u_i - \bar{u}]^2}{NT}} \quad (3.1)$$

$$RMS_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{NT} [v_i - \bar{v}]^2}{NT}} \quad (3.2)$$

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{NT} [|\mathbf{v}_i| - |\bar{\mathbf{v}}|]^2}{NT}} \quad (3.3)$$

(Spiegel, 1974)

Donde: u y v son las componentes zonal y meridional del viento; $\bar{u} = \frac{\sum_{i=1}^{NT} u_i}{NT}$ y $\bar{v} = \frac{\sum_{i=1}^{NT} v_i}{NT}$ son las medias aritméticas de u y v ; $|\mathbf{v}_i|$ es la magnitud horizontal del viento, para un instante de tiempo i ; $|\bar{\mathbf{v}}| = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}$ es la magnitud horizontal de la

velocidad del viento (Spiegel, 1974); $NT = 366$ es el número de días correspondientes al año de simulación, durante el 2000. RMS_u es la variabilidad de la componente u , que es ilustrada en las Figuras 3.8a, 3.8b y 3.8c, correspondiente a los datos de QuikSCAT, WRF y Reanálisis, respectivamente; $|\bar{\mathbf{v}}| = \frac{\sum_{i=1}^{NT} |\mathbf{v}_i|}{NT}$ es la media aritmética de la velocidad horizontal del viento.

En las figuras mencionadas, se observa que las RMS_u , de los datos de WRF son muy parecidos a los de QuikSCAT, desde los $23^\circ S - 15^\circ S$ de latitud aproximadamente, con valores superiores a 1.5 m/s . Para el área desde los $15^\circ S - 3^\circ N$ de latitud, los valores de RMS de WRF presentan menores valores que los de QuikSCAT del orden de 0.25 m/s . Los datos de Reanálisis presentan estructuras similares a los de WRF y QuikSCAT, aunque existen diferencias en los valores numéricos.

La componente RMS_v es la variabilidad de la componente horizontal v . Estos datos son ilustrados en las Figuras 3.8d, 3.8e y 3.8f. Se observa que tiene una mayor variabilidad que la componente u . De la misma forma que para los datos de RMS_u , los valores de WRF son muy parecidos a los de QuikSCAT en la parte sur, del área de estudio y presentan diferencias en la parte central y norte de la misma. Los datos de RMS_v de Reanálisis, muestran mayores diferencias, en comparación con las otras fuentes de datos, ya que presenta una franja de alta variabilidad paralela a la costa, lo cual no es representada en los datos observados de QuikSCAT. Esta componente es la que tiene predominancia en el cálculo de RMS total de la velocidad horizontal del viento (Figuras 3.8g, 3.8h, 3.8i).

Correlación de Velocidades

Para estudiar las similitudes entre los datos de QuikSCAT y de WRF se calculó las correlaciones respectivas mediante las expresiones:

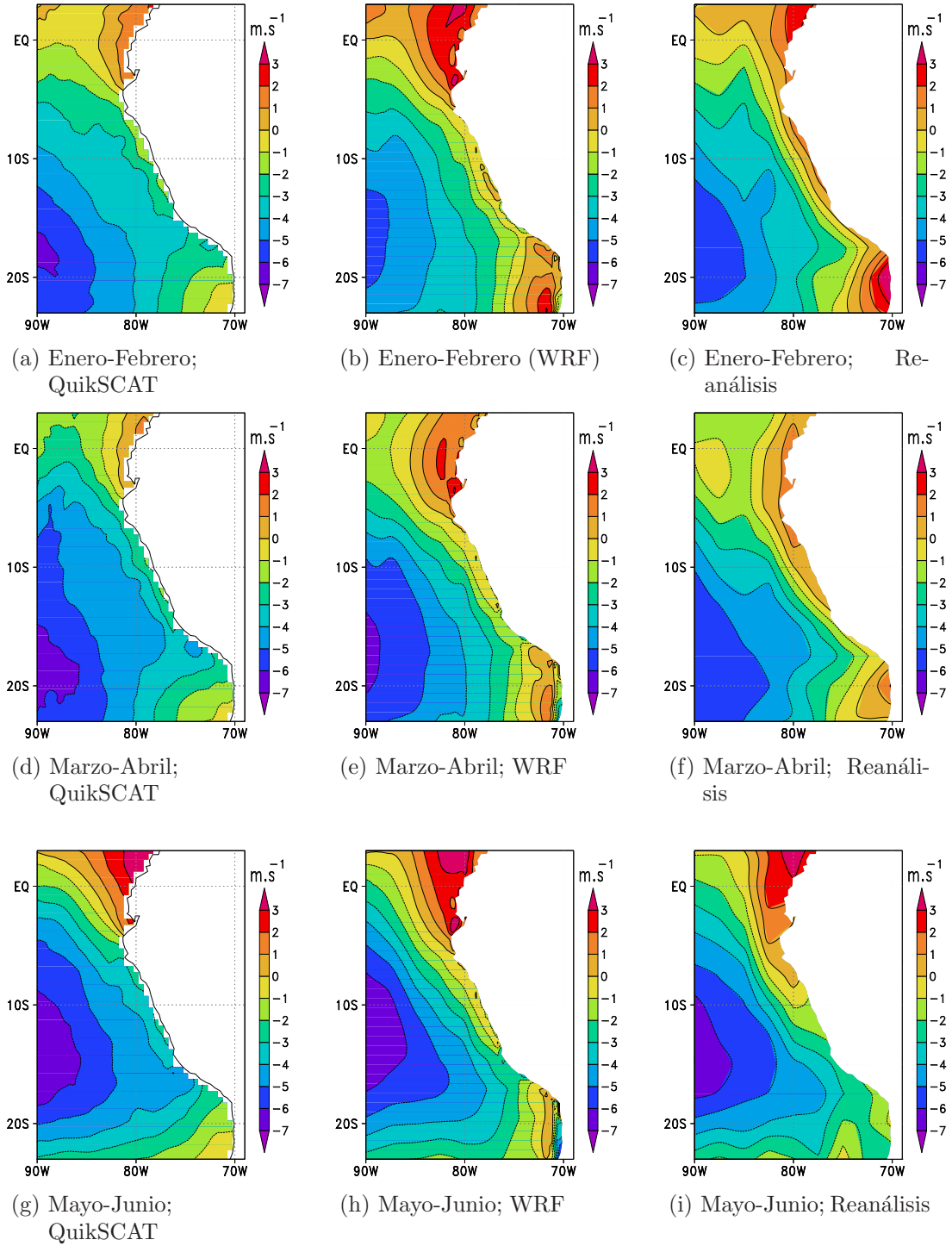


Figura 3.1: Promedio de la componente zonal “ u ” de la velocidad del viento para los meses de Enero - Febrero (fila superior), Marzo - Abril (fila intermedia), y Mayo - Junio (fila inferior), para el año 2000. Los gráficos a, d y g representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda); b, e y h representan datos del modelo WRF (columna intermedia); c, f, e i, representan datos del Reanálisis (columna derecha). Los colores indican el valor de la componente “ u ”, el cual varía desde violeta (-7 m/s) hasta rojo (3 m/s), con intervalos de 1 m/s . Valores positivos (negativos) de “ u ” indican que el viento se dirige hacia el este (oeste).

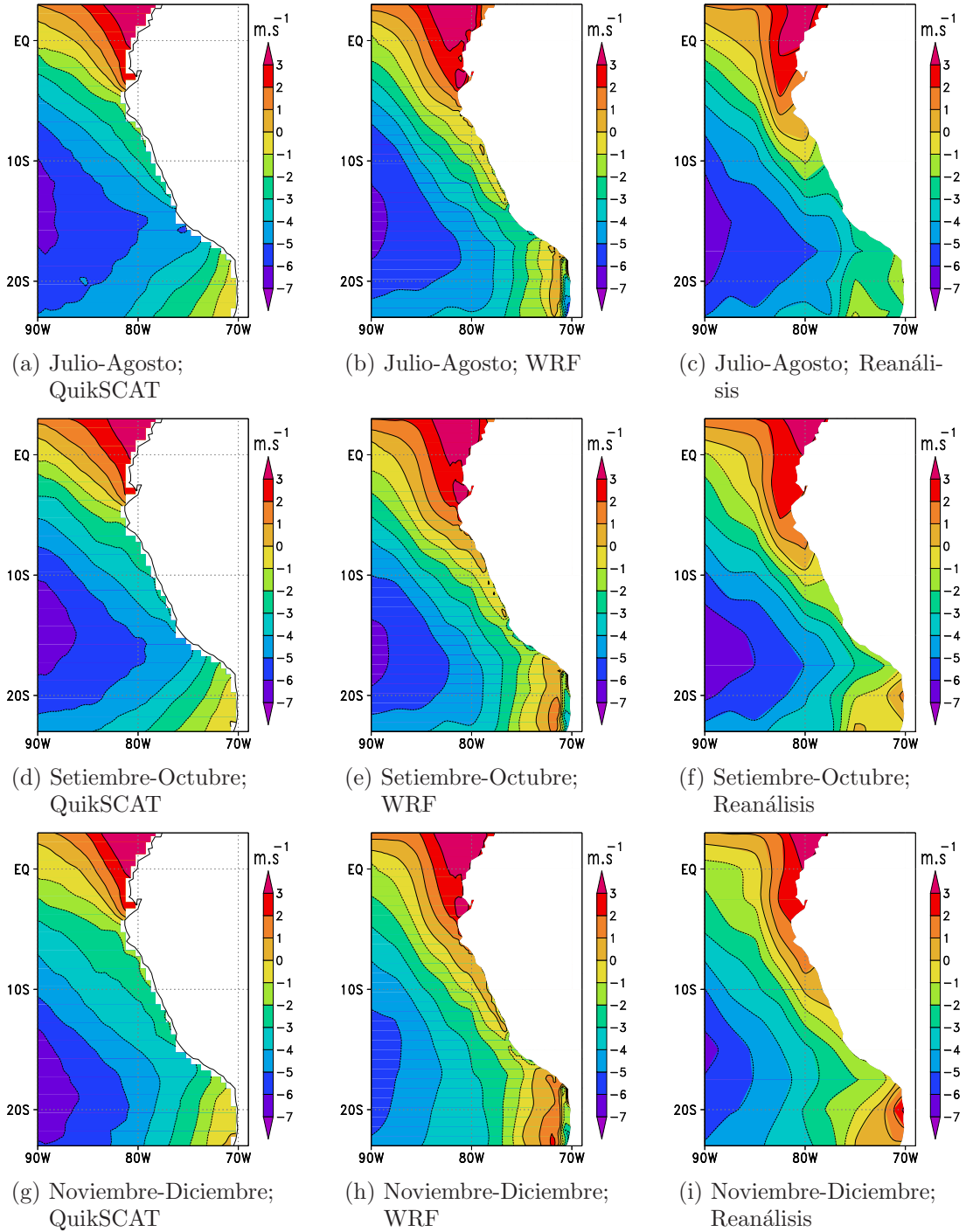


Figura 3.2: Promedio de la componente zonal “ u ” de la velocidad del viento para los meses de Julio - Agosto (fila superior), Setiembre - Octubre (fila intermedia), y Noviembre - Diciembre (fila inferior), para el año 2000. Los gráficos a, d y g representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda); b, e y h representan datos del modelo WRF (columna intermedia); c, f, e i, representan datos del Reanálisis (columna derecha). Los colores indican el valor de la componente “ u ”, el cual varía desde violeta (-7 m/s) hasta rojo (3 m/s), con intervalos de 1 m/s . Valores positivos (negativos) de “ u ” indican que el viento se dirige hacia el este (oeste).

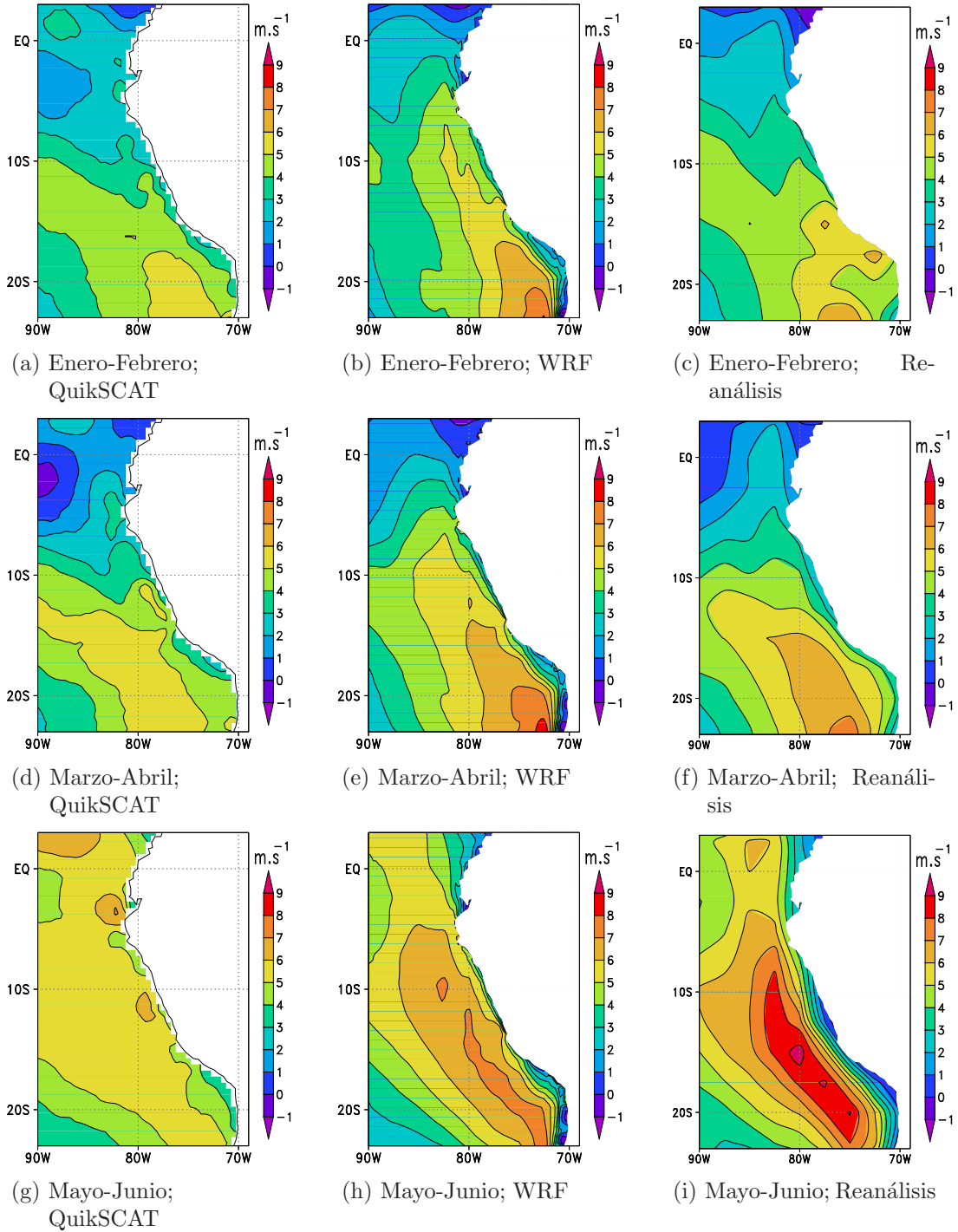


Figura 3.3: Promedio de la componente meridional “ v ” de la velocidad del viento para los meses de Enero - Febrero (fila superior), Marzo - Abril (fila intermedia), y Mayo - Junio (fila inferior), para el año 2000. Los gráficos a, d y g representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda); b, e y h representan datos del modelo WRF (columna intermedia); c, f, e i, representan datos del Reanálisis (columna derecha). Los colores indican el valor de la componente “ v ”, el cual varía desde violeta (-1 m/s) hasta rojo (9 m/s), con intervalos de 1 m/s . Valores positivos (negativos) de “ v ” indican que el viento se dirige hacia el norte (sur).

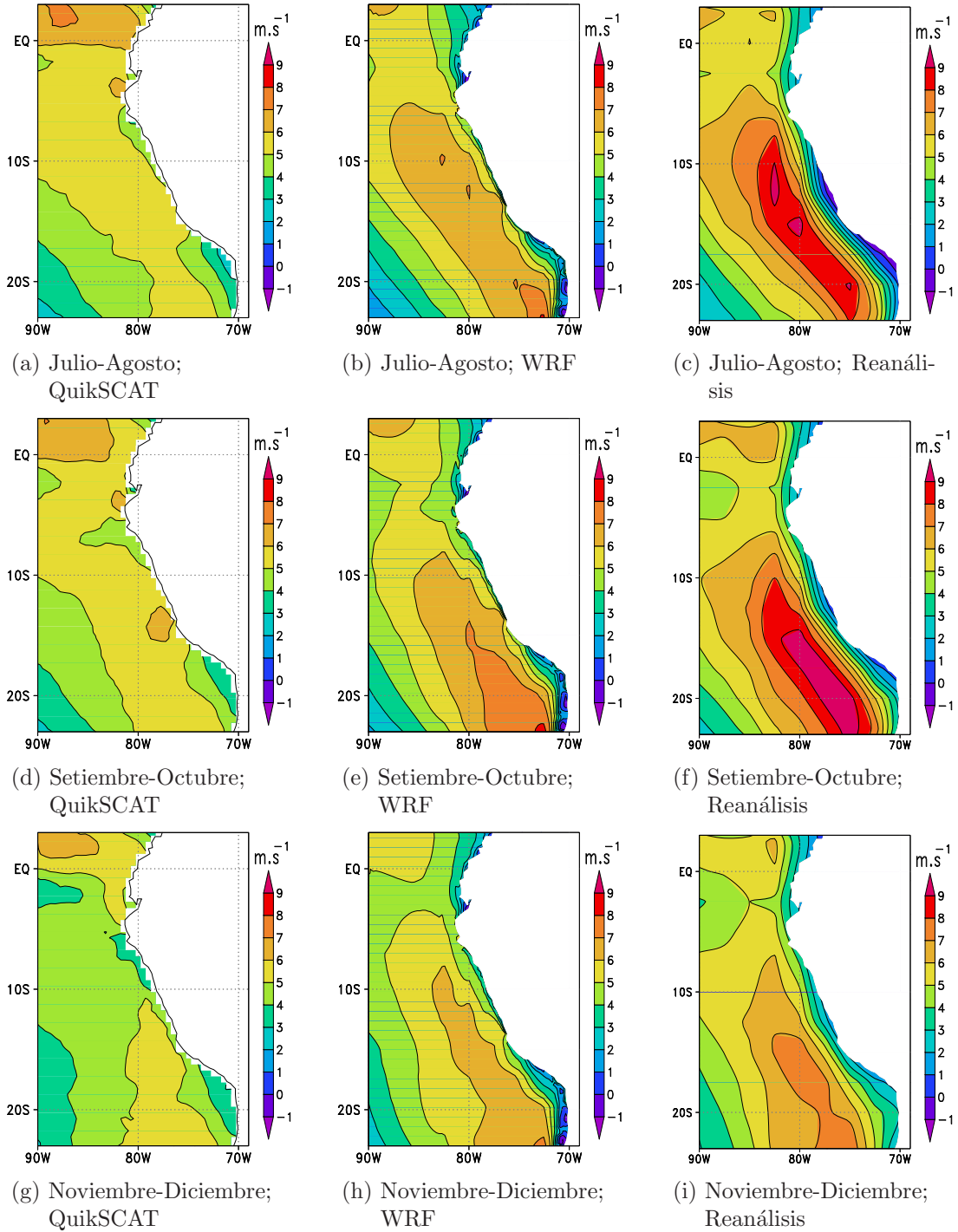


Figura 3.4: Promedio de la componente meridional “ v ” de la velocidad del viento para los meses de Julio - Agosto (fila superior), Setiembre - Octubre (fila intermedia), y Noviembre - Diciembre (fila inferior), para el año 2000. Los gráficos a, d y g representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda); b, e y h representan datos del modelo WRF (columna intermedia); c, f, e i, representan datos del Reanálisis (columna derecha). Los colores indican el valor de la componente “ v ”, el cual varía desde violeta (-1 m/s) hasta rojo (9 m/s), con intervalos de 1 m/s . Valores positivos (negativos) de “ v ” indican que el viento se dirige hacia el norte (sur).

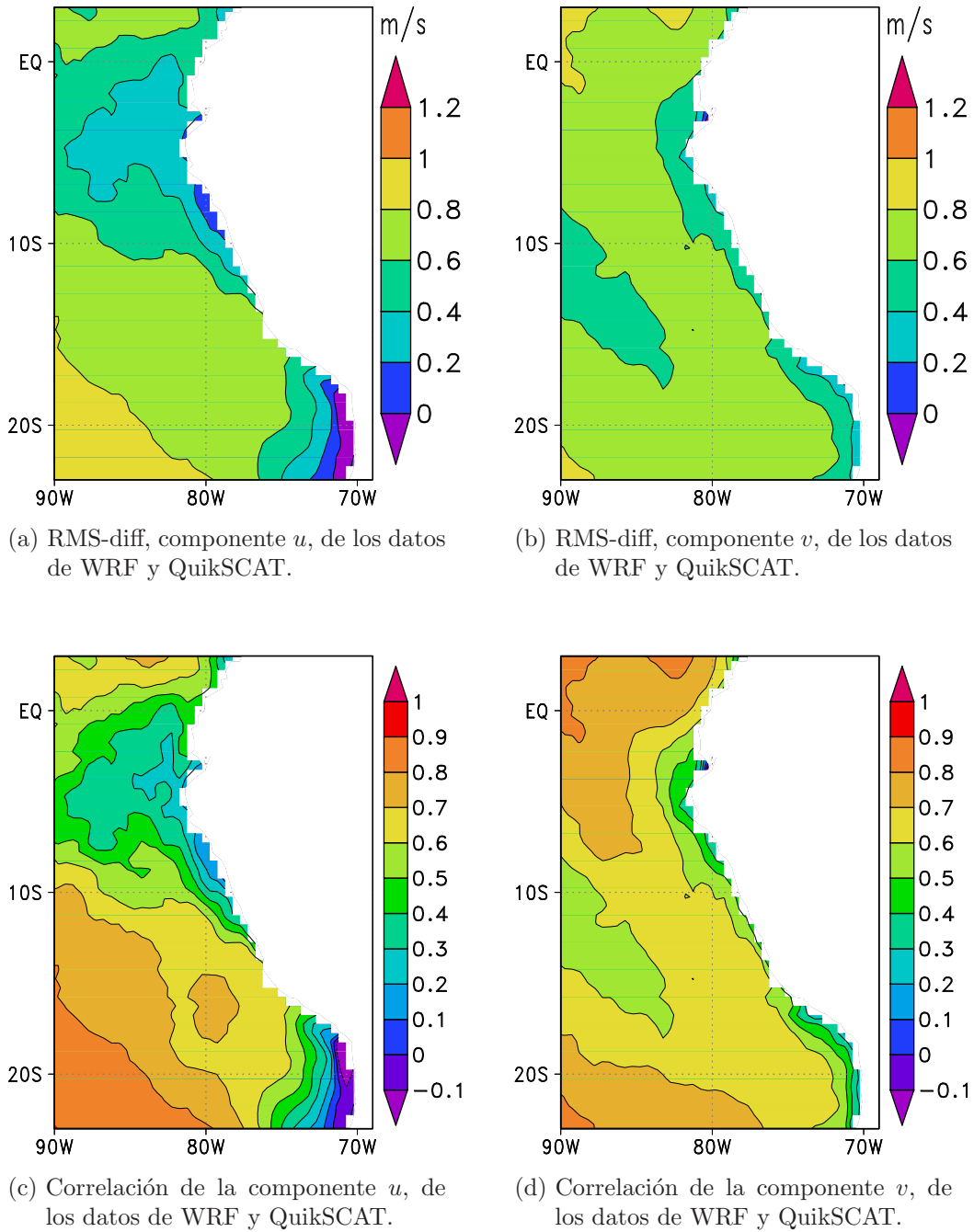


Figura 3.5: Las Figuras (a) y (b) muestran las RMS-diff de las componentes u y v entre los datos de WRF y QuikSCAT. Los colores varían desde azul (0 m/s), hasta naranja (1.2 m/s), con intervalos de 0.5 m/s . En las Figuras (c) y (d), se muestran los gráficos de correlación entre las componentes de velocidad. Los colores varían desde violeta (-0.1), hasta rojo (1), con intervalos de 0.1 . Los valores negativos de correlación indican que al aumentar los valores de la velocidad de WRF, las velocidades de QuikSCAT tienden a disminuir, o viceversa.

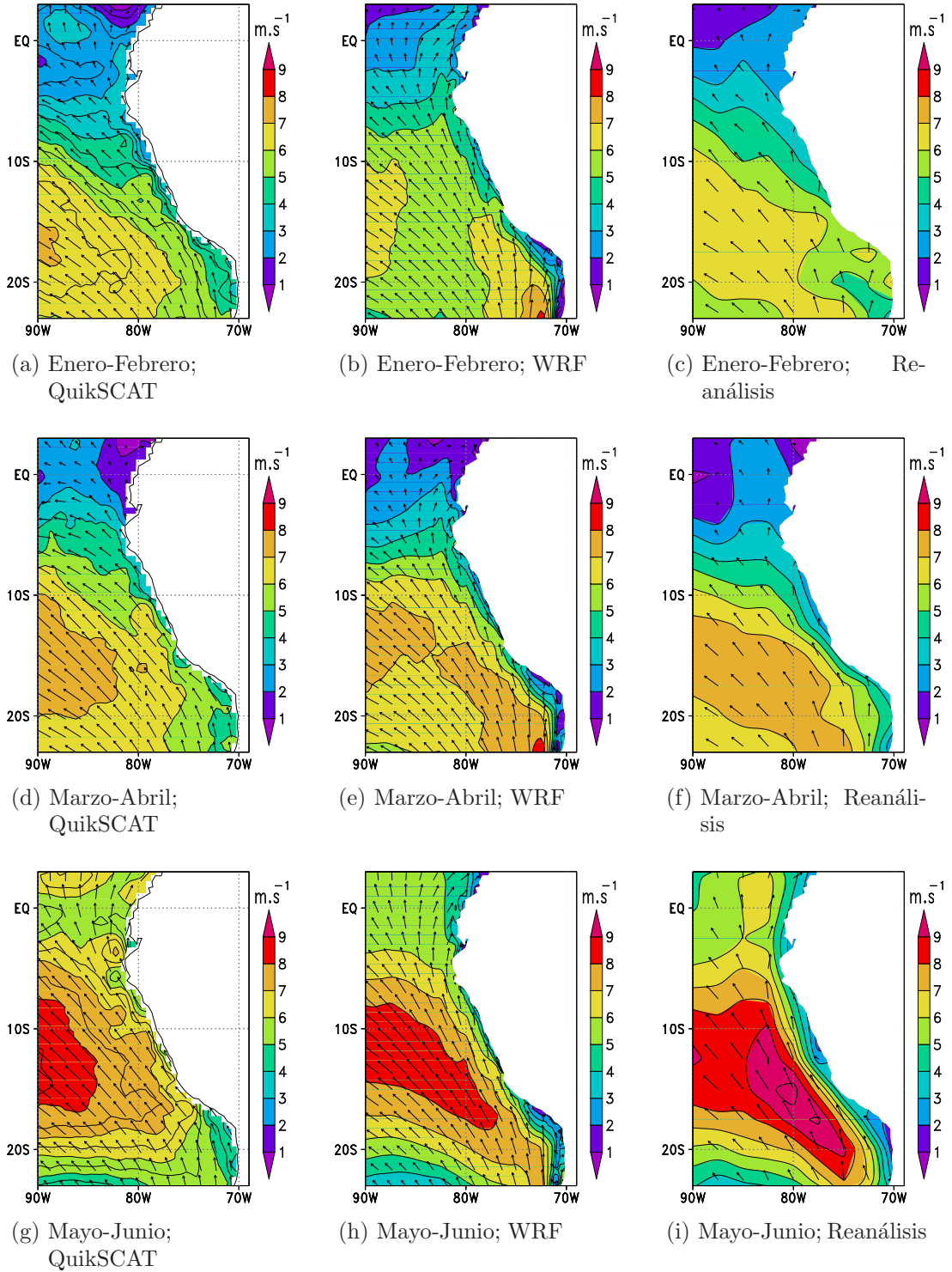


Figura 3.6: Promedio de la velocidad horizontal del viento para los meses de Enero - Febrero (fila superior), Marzo - Abril (fila intermedia), y Mayo - Junio (fila inferior), para el año 2000. En las figuras se presentan los datos de: QuikSCAT a, d, g ; WRF b, e, h ; Reanálisis y c, f, i. Los colores indican la magnitud de la velocidad la que varía desde violeta (1 m/s) hasta rojo (9 m/s), con intervalos de 1 m/s . Las tres fuentes de datos presentan estructuras similares, y en todas la velocidad del viento aumenta al transcurrir los meses.

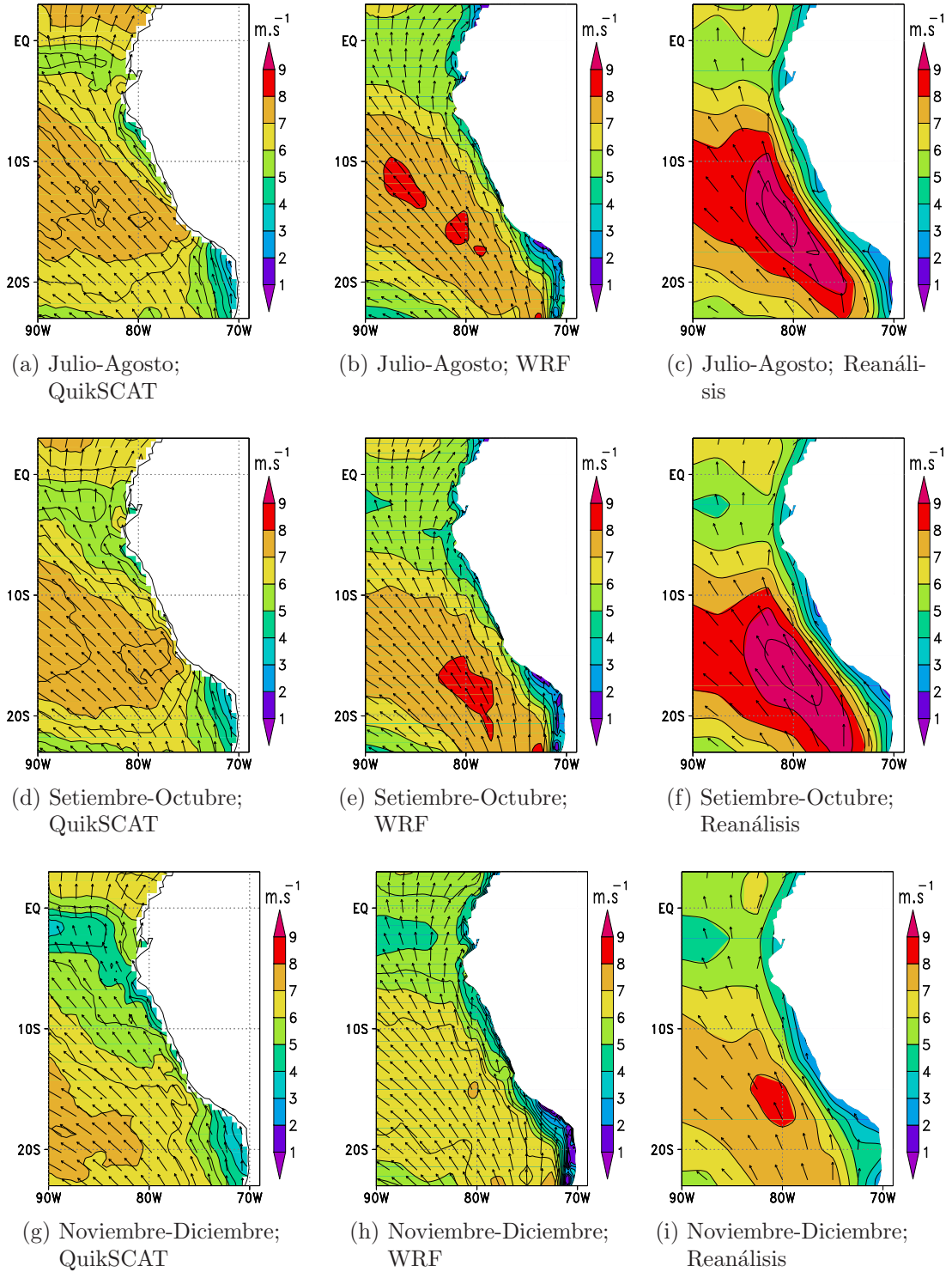


Figura 3.7: Promedio de la velocidad horizontal del viento para los meses de Julio - Agosto (fila superior), Setiembre - Octubre (fila intermedia), y Noviembre - Diciembre (fila inferior), para el año 2000. En las figuras se presentan los datos de: QuikSCAT a, d, g (columna izquierda); WRF b, e, h (columna central); Reanálisis c, f, i de (columna derecha). Los colores indican la magnitud de la velocidad, la que varía desde violeta (1 m/s) hasta rojo (9 m/s), con intervalos de 1 m/s . Las tres fuentes de datos presentan estructuras similares, y en todas, la velocidad del viento alcanza su máxima intensidad para los meses de Julio - Agosto, para luego en los meses siguientes.

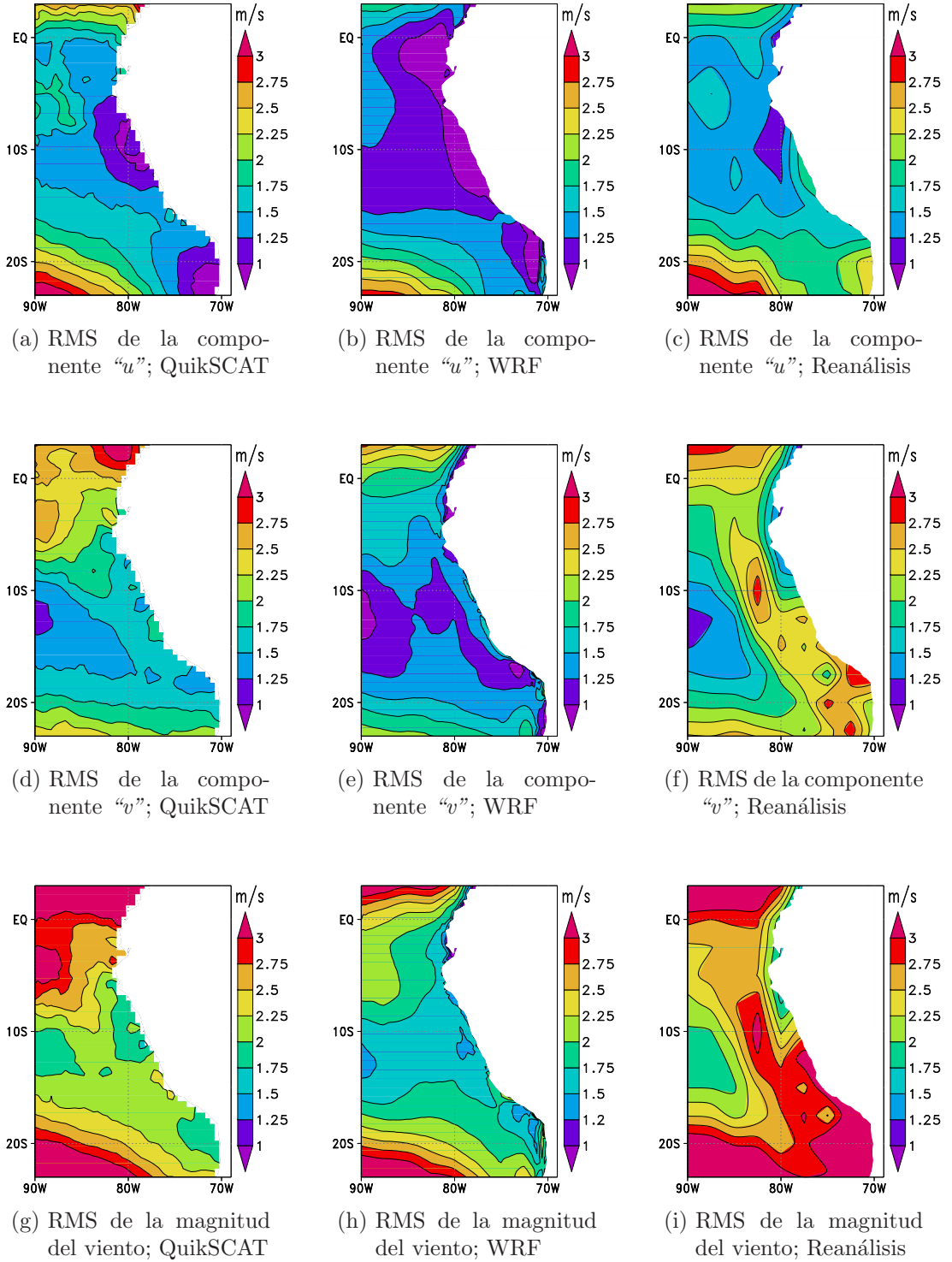


Figura 3.8: RMS (variabilidad) de viento horizontal, año 2000, calculada con la ecuación 3.3. (a), (d) y (g) datos de QuikSCAT. (b), (e) y (h) datos de WRF. (c), (f) e (i) datos de Reanálisis. Los colores varían desde violeta (1 m/s), hasta rojo (3 m/s), con intervalos de 0.25 m/s . Los valores de QuikSCAT presentan mayor variabilidad que los datos de WRF y Reanálisis.

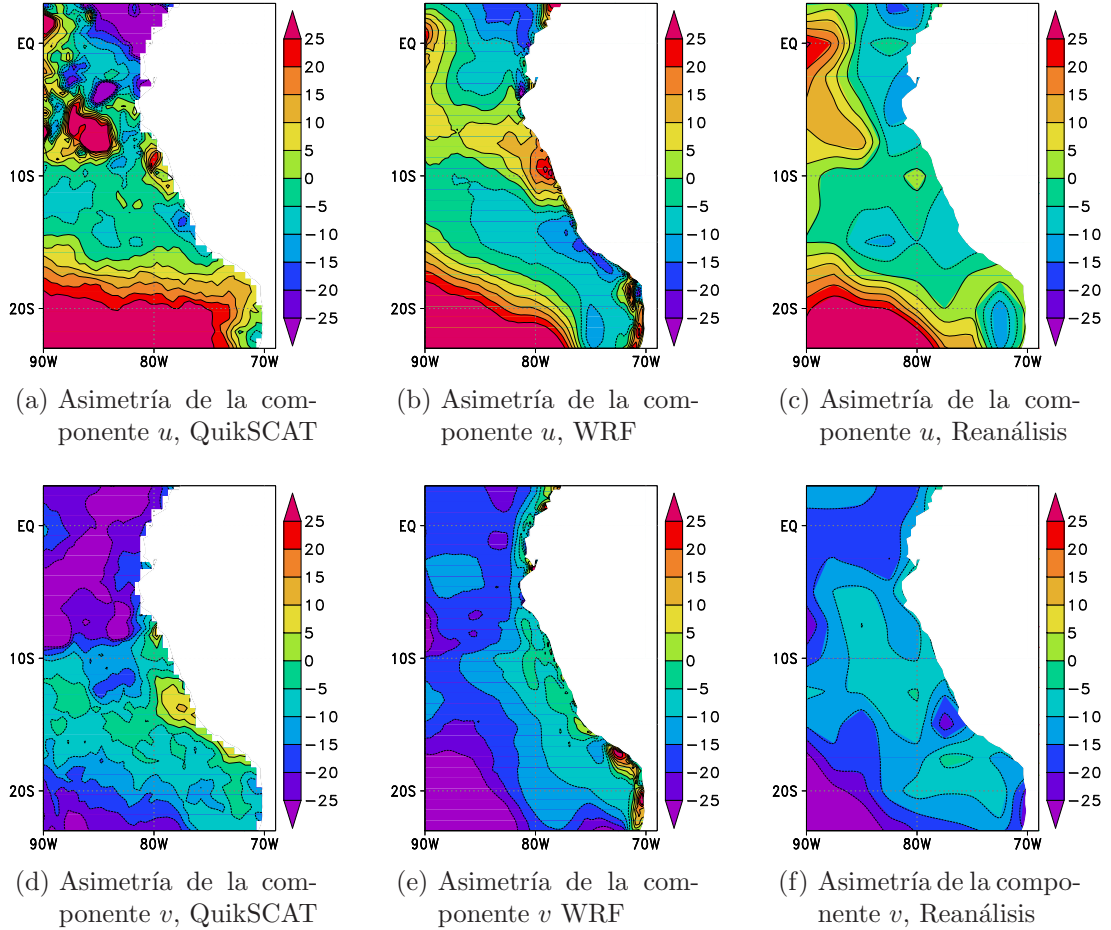


Figura 3.9: Asimetría (skewness) de la velocidad del viento, año 2000. (a) y (d) datos de QuikSCAT. (b) y (e) datos de WRF. (c) y (f) datos de Reanálisis. Los colores varían desde violeta (-25) hasta rojo (25), con intervalos de 5 unidades. Para la componente u , en la parte sur (debajo de los $18^\circ S$ de latitud, predominan los valores sobre la media, mientras que para el resto del área de estudio (hacia el norte de los $18^\circ S$ de latitud, predominan los valores por debajo de la media. Para la componente v , predominan valores por debajo de la media en casi toda el área de estudio, con excepción de la zona alrededor de la ciudad de Paracas.

$$r_u = \frac{\frac{\sum_{i=1}^{NT} (u_{Q(i)} - \bar{u}_Q)(u_{W(i)} - \bar{u}_W)}{NT}}{\sigma_{uQ} \sigma_{uW}} \quad (3.4)$$

$$r_v = \frac{\frac{\sum_{i=1}^{NT} (v_{Q(i)} - \bar{v}_Q)(v_{W(i)} - \bar{v}_W)}{NT}}{\sigma_{vQ} \sigma_{vW}} \quad (3.5)$$

(Spiegel, 1974)

Donde: El subíndice u , indica la componente zonal y El subíndice v , indica la componente meridional. Además r_u y r_v , son las correlaciones de las componentes horizontales de la velocidad del viento, en las direcciones u (zonal) y v (meridional); $u_{Q(i)}$ y $v_{Q(i)}$ son las componentes horizontales u y v de los datos de velocidad del viento de QuikSCAT; $u_{W(i)}$, $v_{W(i)}$, son las componentes horizontales, zonal u y meridional v de los datos de WRF; \bar{u}_Q y \bar{u}_W son los promedios anuales de la componente zonal u de la velocidad del viento de los datos de QuikSCAT y WRF, para cada punto de grilla sobre el área de estudio; similarmente \bar{v}_Q y \bar{v}_W representan los promedios de la componente meridional v de la velocidad del viento de ambas fuentes de datos.

Además, σ_{uQ} , σ_{uW} son las desviaciones estándar de las componentes zonales de QuikSCAT y WRF; σ_{vQ} , σ_{vW} son las desviaciones estándar de las componentes meridionales de QuikSCAT y WRF; $NT = 366$ es el número de días del año 2000.

En la Figura 3.5c, se muestra las correlaciones de la componente zonal u , entre los datos de QuikSCAT y WRF. Aquí, se observa que las correlaciones en la parte costera en el sur y norte del Perú están entre los 0.2 – 0.4, mientras que en la zona central

(alrededor de Paracas) las correlaciones llegan hasta 0.7. Para las zonas alejadas de la costas los valores de correlación aumentan significativamente, llegando hasta 0.9. Si se trazan perfiles perpendiculares a la costa (similares a los de la Figura 2.1), los valores de correlación aumentan cuando se incrementa la distancia a la costa.

En la Figura 3.5d se muestra los valores de correlación para la componente meridional v , entre los datos de QuikSCAT y WRF. Las correlaciones cerca de la costa presentan valores mayores a 0.4 para el Norte y Sur del Perú y mayores a 0.5 para la zona central. Los valores de correlación aumentan, conforme la distancia hacia la costa crece, tomando valores entre 0.6 - 0.9.

RMS de Magnitud de la Velocidad

En la Figura 3.8, se presenta los RMS de los datos de QuikSCAT, Reanálisis y WRF. Los gráficos tienen representaciones similares para todos los casos, pero la principal diferencia se debe a que los datos de WRF presentan mayores áreas con baja variabilidad, en comparación con los datos de QuikSCAT.

Asimetría de la Magnitud de Velocidad del Viento

Para estudiar la simetría de la distribución de las velocidades horizontales del viento, se calculó la asimetría (*“skewness”*) de los datos, utilizando la expresión:

$$asimetria = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3}{N \sigma^3} \quad (3.6)$$

(Spiegel, 1974)

Donde: x_i son los valores que toma la variable en cada instante de tiempo; \bar{x} es la media aritmética; N es el número de días del año y $\sigma = \left(\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 / (N - 1) \right)^{1/2}$

es la raíz cuadrada de la varianza: En las Figuras 3.9a, 3.9b y 3.9c se muestra la asimetría de la componente v_x de la velocidad del viento, para los datos de QuikSCAT, WRF y Reanálisis. Para esta componente, los datos para la parte sur (hacia el sur de los 18 de latitud) tienen valores positivos de asimetría altos en la mayor parte del tiempo. Aproximadamente a los 15 de latitud, cambia de signo, indicando que para la parte central, predominan los valores por debajo de la media. Hacia la parte norte, desde los 18°S de latitud, los valores de asimetría tienden a tomar valores negativos, disminuyendo con la latitud, pero se presentan algunos núcleos con valores positivos alrededor de los 9 de latitud.

En las Figuras 3.9d, 3.9e y 3.9f se representa los valores de asimetría para los datos QuikSCAT, WRF y Reanálisis. Para este caso los valores son negativos en casi toda el área de estudio, indicando, que para la componente v_y la mayoría de datos tienen valores por debajo de la media, pero se presentan algunos núcleos de valores positivos, alrededor de los 14 de latitud.

3.1.2. Patrón del Esfuerzo de Viento

Para obtener el campo de esfuerzos o flujo de momentum, a partir de los valores de las componentes de las velocidades superficiales, se utilizó la ecuación:

$$\boldsymbol{\tau} = (\tau_u, \tau_v) = \rho C_D |\mathbf{v}| (u, v) \quad (3.7)$$

Donde: $\boldsymbol{\tau}$ es el vector esfuerzo horizontal de viento, τ_u es la componente zonal del esfuerzo de viento, τ_v es la componente meridional de la velocidad del viento, ρ es la densidad; C_D es el coeficiente de arrastre, y $|\mathbf{v}|$ es la magnitud de la velocidad horizontal del viento (Fissel, Pond and Miyake, 1977; Bunker A., 1976; Esbensen and Reynolds, 1981)

Los gráficos de esfuerzo de viento calculados mediante la ecuación 3.7, muestran gran similitud con los datos de velocidades promedio.

3.1.3. Análisis de Esfuerzos

A partir de las componentes horizontales τ_u y τ_v de velocidad del viento, se calculó los esfuerzos diarios, mensuales, bimensuales y estacionales.

Promedios Bimensuales del Esfuerzo de Viento

En las Figuras 3.10a-i y 3.11a-i, se muestra los gráficos de los datos de esfuerzo, obtenidos de las velocidades de las tres fuentes analizadas: Todos los gráficos mencionados, son similares a las representaciones de velocidades mostradas en las Figuras 3.6 y 3.7.

RMS de Esfuerzo del Viento

Para hallar las componentes y magnitudes de los valores de RMS, se utilizó fórmulas similares a las ecuaciones 3.1, 3.2 y 3.3. En las Figuras 3.12a, 3.12b y 3.12c se muestran los valores de RMS de la componente zonal (τ_u), del esfuerzo de viento. En ellas, se muestra que la variabilidad de esta componente en la zona costera es mayor en los datos de QuikSCAT y Reanálisis que para los del modelo WRF. La componente meridional (τ_v) y la de magnitud (Figuras 3.12d, e, f, g, h e i) presentan mayores similitudes que el caso anterior entre los datos de QuikSCAT y WRF, pero los valores de Reanálisis presentan diferencias significativas con respecto a las otras fuentes de datos.

Asimetría del Esfuerzo de Viento

En las Figuras 3.13a-f, se muestra los gráficos de la asimetría del esfuerzo del viento, para los datos de QuikSCAT, WRF y Reanálisis, respectivamente. Para los tres casos, la componente zonal u (Figuras 3.13a, 3.13b y 3.13c), presenta valores negativos para las áreas adyacentes a la costa y valores positivos sobre la parte oceánica. Esto indica que valores por debajo de la media aritmética, predominan en el periodo de estudio. Para el caso de la componente meridional v (Figuras 3.13d, 3.13e y 3.13f), todas presentan valores negativos en la mayor parte del área de estudio, presentando valores positivos sólo en áreas adyacentes a la ciudad de Paracas, en los datos de QuikSCAT y WRF. Esto indica que para la componente meridional del viento predominan los datos de velocidad con valores bajos, con relación al promedio.

Rotacional del Esfuerzo de Viento

El rotacional del esfuerzo de viento es una componente de fuerza importante en el transporte total verticalmente integrado de la circulación media del océano. Las regiones de corrientes de frontera del este, a la que pertenece el área de estudio, son caracterizadas por el rotacional anticiclónico del esfuerzo del viento, en las regiones costa afuera y tienden a ser ciclónicas cerca de ella, como se puede observar en los mapas del rotacional medio del esfuerzo de viento de las Figuras 3.14a-i y 3.15a-i. Los valores del rotacional de las componentes horizontales del esfuerzo del viento, han sido calculados mediante la expresión:

$$\nabla \times \tau = \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \quad (3.8)$$

(Hellerman, 1965, 1967; Harrison, D. , 1989)

Donde: β es la derivada respecto a y del parámetro de Coriolis; ψ es la función de transporte de masa; x e y son las coordenadas en las direcciones este y norte, respectivamente; τ_x y τ_y son las componentes x e y del esfuerzo de viento, sobre la superficie del océano. Las descripciones realizadas del lugar de estudio, indican que el rotacional es ciclónico a lo largo de la costa, y tiene máximos valores en las vecindades de San Juan y al norte de Chimbote, y el rotacional es anticiclónico cerca a la costa de Tacna (Bakun and Nelson, 1990). Esto es reproducido por el modelo WRF, pero no se observa en los datos de QuikSCAT y de Reanálisis. Observamos diferencias sistemáticas en estos últimos campos del rotacional, no exhiben diferencias espaciales de la estructura cerca del área costera. Particularmente, productos de gran escala no demuestran una mayor variabilidad cerca de la costa, y pueden ser caracterizados por un rotacional negativo con amplitud pequeña, respecto al rotacional del esfuerzo de viento simulado por WRF, que muestra valores mayores (en valor absoluto) en el rotacional, que los de QuikSCAT. Esto tendrá, evidentemente, un impacto en la respuesta oceánica, que favorecerá los procesos que ocurran cerca de la costa.

3.1.4. Velocidad del Viento Frente a las Ciudades de Paíta, Callao y Paracas: Año 2000

Se obtuvo series de tiempo en puntos ubicados a lo largo de perfiles perpendiculares a la costa, frente a las ciudades de Paracas, Callao y Paíta (Figura 2.1), para estudiar la variación de las componentes de velocidad del viento. En las Figuras 3.18, 3.19, 3.20, 3.21 y 3.22, se presenta las series correspondientes a las componentes zonal u y meridional v , de la velocidad del viento, frente a las ciudades de Paracas, Callao y Paíta respectivamente.

En las Figuras 3.18a-d y 3.19a-b, se representan las series de tiempo extraídas

en puntos frente a la ciudad de Paracas a 25, 250 y 800 km de distancia de la costa, respectivamente. En la Figura 3.18a el gráfico superior corresponde a la serie de tiempo original (en negro la serie obtenida de los datos de QuikSCAT y en azul los datos obtenidos de WRF) de la componente zonal u del viento, en un punto a 25 km de distancia de la costa. Las que continúan hacia abajo son las series donde se aplicaron filtros Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días respectivamente a la componente zonal.

Las Figuras 3.18c y 3.19a representan las series de la Componente zonal u , frente a Paracas a 250 y 800 km de distancia de la costa, respectivamente. Las líneas de color negro representan los datos obtenidos de QuikSCAT y las de color azul son los datos de WRF. La distribución de los gráficos es la misma que en las Figuras descritas anteriormente, donde se presenta la serie original en la parte superior y las que continúan hacia abajo son las series donde se aplicaron filtros Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días, respectivamente.

La componente meridional v de las series frente a Paracas es representada en las Figuras 3.18b, d y 3.19 b, a 25, 250 y 800 km de la costa, respectivamente. A travez de un análisis visual, se puede observar que el comportamiento de las series de tiempo correspondientes al modelo WRF es bastante aproximado a las series correspondientes a QuikSCAT. Además, se puede mencionar que la componente v , se aproxima mejor que u , para el caso de Paracas, y la aproximación es mayor al disminuir la frecuencia. Para el caso de Callao, el comportamiento de las series es similar, pero la correlación entre las series disminuye. Para el caso de Paita, la correlación disminuye aún más, especialmente en la estación cercana a la costa. En parte, esto se debe a que en algunas zonas del área de estudio, los datos de QuikSCAT tienen muchos errores, lo que puede mejorarse haciendo un tratamiento previo a los datos, para eliminar los datos erróneos, lo que no se hizo en el presente estudio.

Las correlaciones obtenidas entre las series de QuikSCAT y WRF para el caso de

las magnitudes del viento son resumidas en el Cuadro 3.1, donde se denomina estación costera a la ubicada cerca de la costa (25 km), estación media a la ubicada a 250 km de la costa y oceánica a la que está a 800 km de distancia de la costa. En la estación costera para el caso de Paracas y Callao, se logra buenas correlaciones para los filtros Lanczos pasa banda de 50-90 y 90-366 días, pero las correlaciones son menores a 0.5 para el caso del filtro de 2-50 días. Como se mencionaba anteriormente, hay cierta deficiencia en el modelo para reproducir la señal de alta frecuencia. Para el caso de la estación costera de Paita, las correlaciones son menores a 0.21. Esto es debido a que, como se mostró en las series de tiempo de Paita, los datos de QuikSCAT presentan gran cantidad de datos erróneos, los que no fueron eliminados antes de calcular las correlaciones. Por otro lado, se conocen los problemas que afrontan los modelos numéricos cuando se simulan áreas circundantes a la franja ecuatorial.

Para el caso de las estaciones a distancias medias (250 km), la correlación es mejor que para el caso anterior, ya que las correlaciones en Paracas llegan a 0.53, 0.83 y 0.95, para las bandas de frecuencias de 2-50, 50-90 y 90-366 días, respectivamente. De la misma manera, para el caso del Callao las correlaciones toman valores de 0.49, 0.64, y 0.86, para las mismas pasabandas. Las correlaciones con menores valores se presentan en la estación de Paita, donde la mayor correlación es de 0.33, para la banda de frecuencia de 50-90 días.

En las estaciones oceánicas, a 800 km de distancia de la costa, frente a la ciudad de Paracas, las correlaciones toman valores de 0.68, 0.82 y 0.83 para las bandas de frecuencias de 2-50, 50-90 y 90-366 días, respectivamente. Para el caso del Callao, los valores de correlación son 0.69, 0.80 y 0.85. Frente a Paita se presentan los menores índices de correlación. El único valor rescatable para Paita es el de 0.59, obtenido para la banda de frecuencia de 90-366 días.

En las figuras 3.23 y 3.24, se ha graficado los datos de las velocidades paralelas a

la costa, a lo largo de perfiles trazados frente a las ciudades de Callao y Paracas (ver Figura 2.1). Las figuras 3.23a, y 3.23b, muestran los valores de las velocidades a lo largo de la costa, frente a la ciudad del Callao, para las estaciones de verano e invierno. En ellas se observa que la intensidad del viento varía, estacionalmente, tomando mayores intensidades durante el invierno. Además, se observa que la intensidad del viento depende también de la distancia hacia la costa, disminuyendo sus valores, conforme la distancia hacia la costa se hace menor. El comportamiento del viento a lo largo de la costa, frente a la ciudad de Paracas (Figuras 3.24a y 3.24b), presentan un comportamiento similar que para los datos del Callao.

Para todos los casos (Figuras 3.23 y 3.24), los datos de QuikSCAT, muestra variaciones casi lineales, o con variación muy lenta, incluso cuando las distancias están muy próximas a la costa, notándose claramente su naturaleza de datos extrapolados, cerca a ella.

Los datos del modelo WRF, son próximos a los datos satelitales en las zonas alejadas de la costa, durante el verano e invierno. La diferencia más importante, se presenta en las zonas cerca de la costa, donde los datos del modelo WRF, presenta variaciones significativas al acercarse a la costa (distancias menores a 100 km). En estudios realizados con modelos de alta resolución espacial (3 km en latitud por 3 km en longitud), en la corriente de California (Capet et al., 2004), se ha demostrado que en zonas de afloramiento, el comportamiento del viento a lo largo de la costa, tiene un comportamiento particular, decreciendo al acercarse a la costa, pero mostrando un incremento en la velocidad, cuando las distancias son del orden de 20-30 km. Este comportamiento se puede apreciar muy levemente en las figuras 3.23a y 3.24a, pero para poder apreciar con mayor claridad este fenómeno se tiene que utilizar modelos de mayor resolución que el que se utilizó en este estudio.

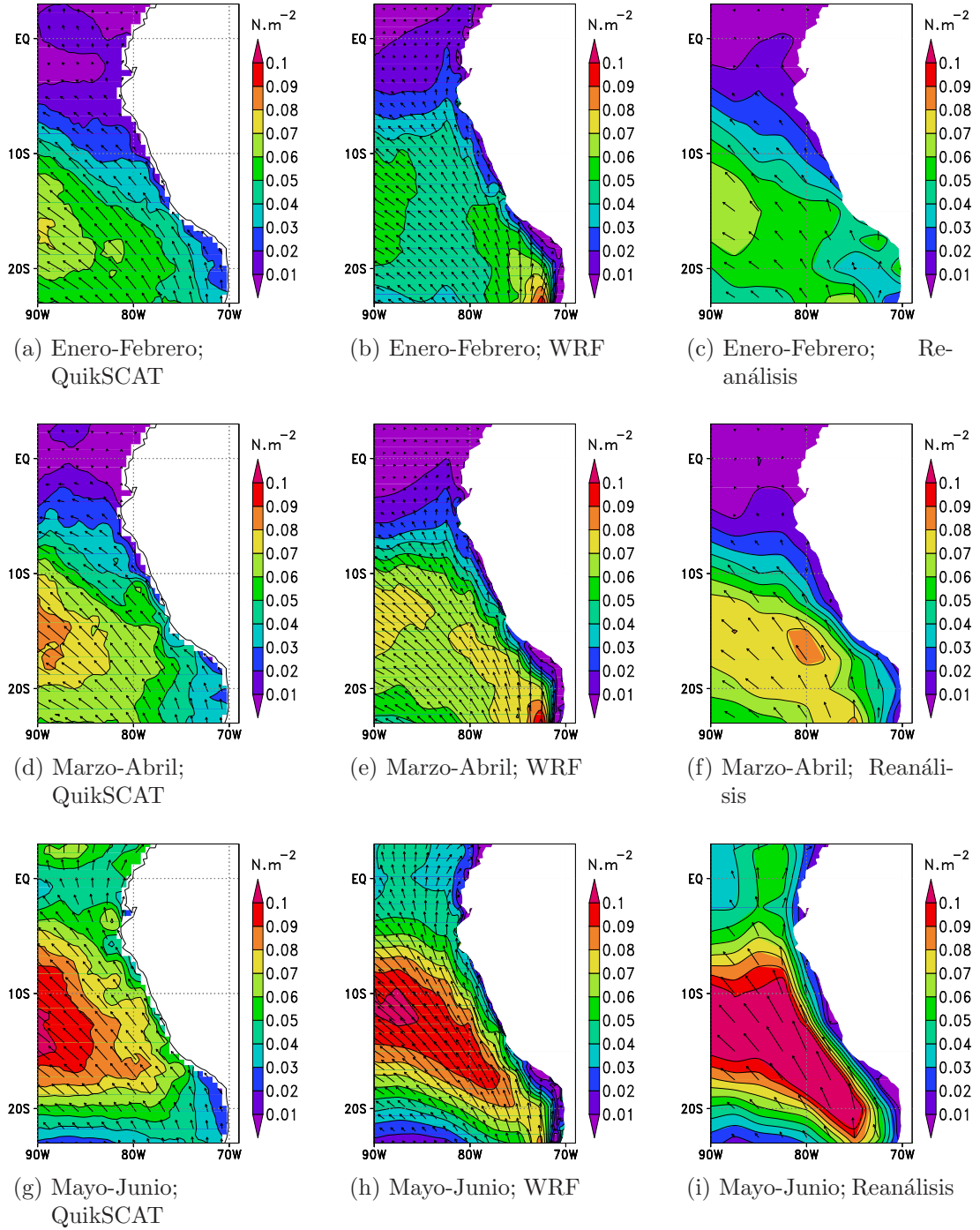


Figura 3.10: Promedios del esfuerzo de viento, para los meses Enero - Febrero, Marzo - Abril, y Mayo - Junio del año 2000. (a), (d) y (g) datos de QuikSCAT (columna izquierda). (b), (e) y (h) datos de WRF (columna central) y (c), (f) e (i) datos de Reanálisis (columna derecha). Los colores indican la magnitud del esfuerzo, que varía desde violeta (0.01 N.m^{-1}) hasta rojo (0.1 N.m^{-1}), con intervalos de 0.01 N.m^{-1} . Los valores de esfuerzo tienen un núcleo máximo aproximadamente a los 15°S de latitud y 88°O de longitud, y aumentan al transcurrir los meses. Las flechas representan los vectores del esfuerzo de viento.

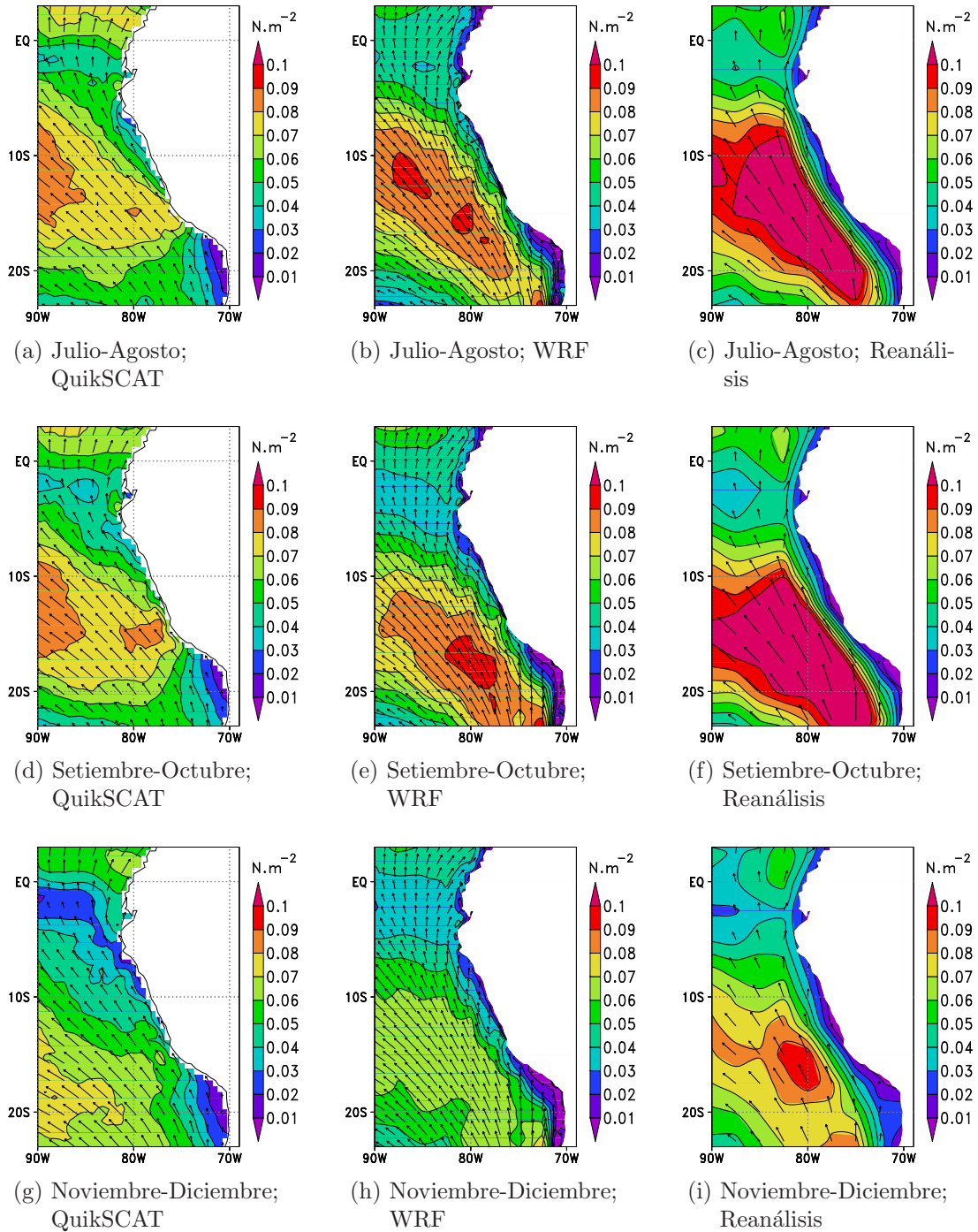


Figura 3.11: Promedios del esfuerzo de viento, para los meses Julio -Agosto, Setiembre - Octubre, y Noviembre - Diciembre del año 2000. Los gráficos representan los datos de QuikSCAT (columna izquierda), modelos WRF (columna central) y Reanálisis (columna derecha). Los colores indican la magnitud del esfuerzo, la que varía desde violeta (0.01 N.m^{-1}) hasta rojo (0.1 N.m^{-1}), con intervalos de 0.01 N.m^{-1} . Los valores de esfuerzo tienen su máximo valor entre Julio -Agosto y luego disminuyen progresivamente hasta los meses de Noviembre - Diciembre. Las flechas representan los vectores del esfuerzo de viento.

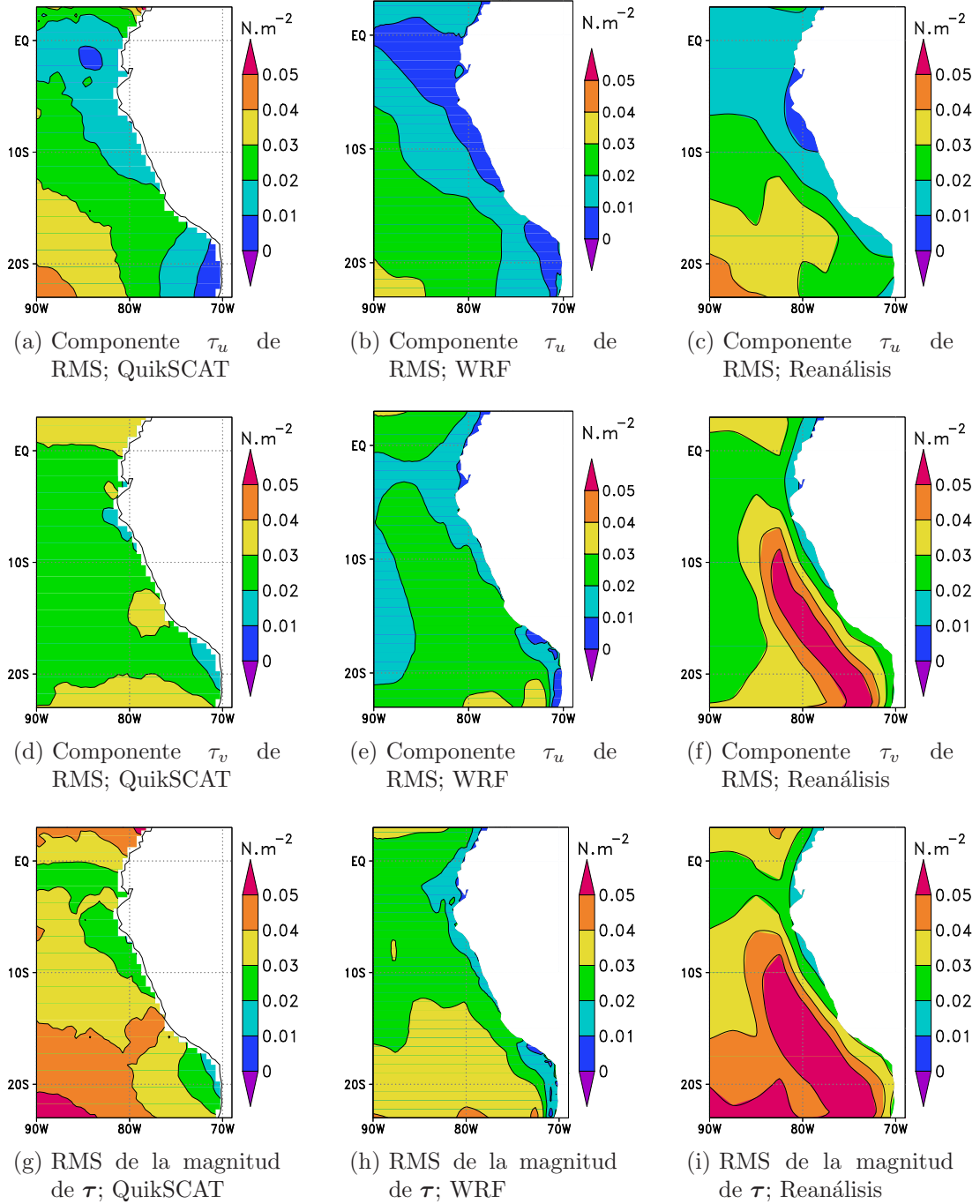


Figura 3.12: Los gráficos muestran los valores de RMS del esfuerzo de las componentes horizontales y de la magnitud de la velocidad del viento, para el año 2000. (a),(d) y (g) datos de QuikSCAT; (b), (e) y (h) datos de WRF; (c), (f) e (i) datos de Reanálisis. Los colores indican los valores de RMS del esfuerzo, que varía desde violeta (0.00 N.m^{-2}) hasta rojo (0.05 N.m^{-2}), con intervalos de 0.01 N.m^{-2} . Los valores de RMS de esfuerzo de QuikSCAT, presenta mayores valores que los de WRF en todos los casos.

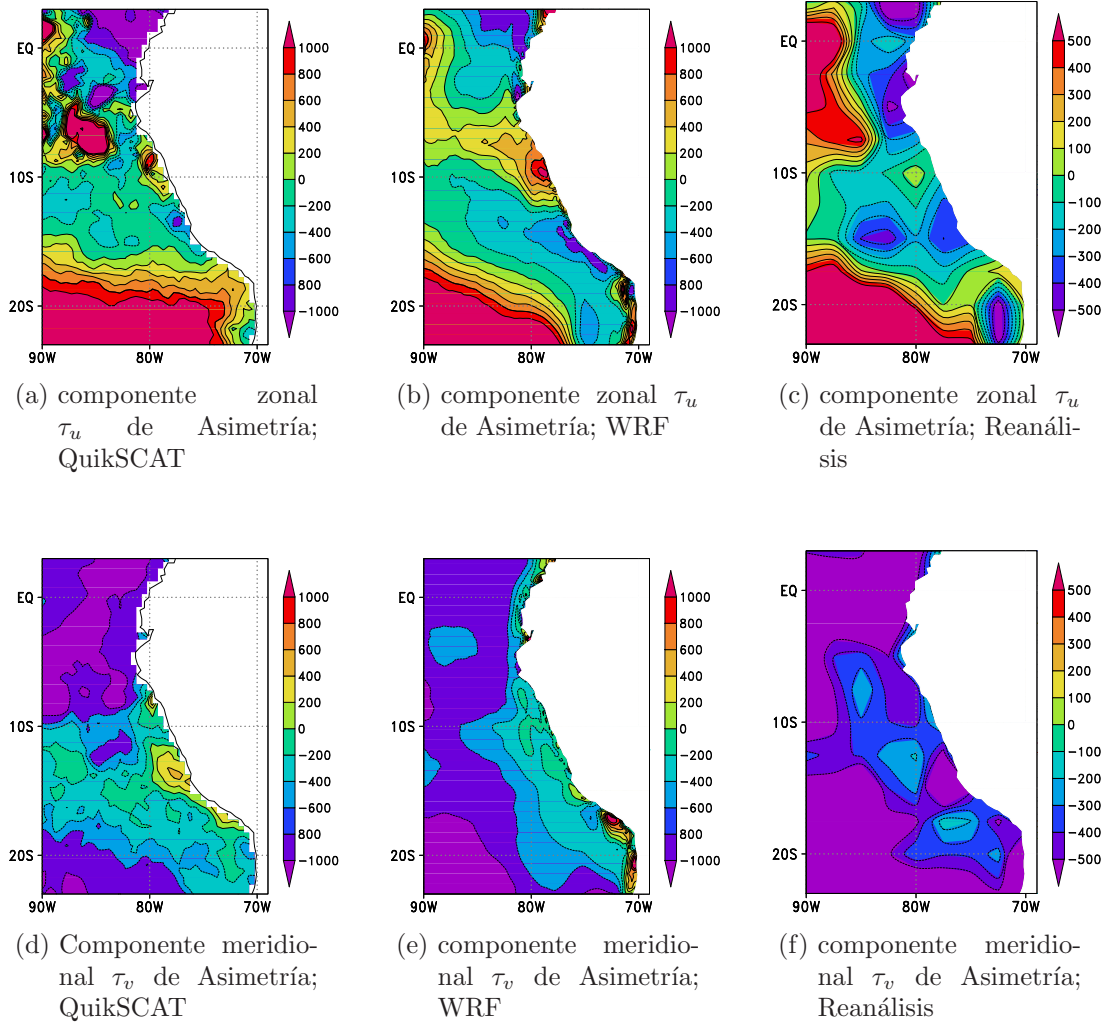


Figura 3.13: Asimetría de las componentes horizontales del esfuerzo de viento, para el año 2000; (a), (d) datos de QuikSCAT; (b), (e) datos de WRF; (c), (f) datos de Reanálisis. Los colores indican valores de asimetría, que varía desde violeta (−1000 unidades) hasta rojo (1000) unidades, con intervalos de 200 unidades. Para el caso de las figuras de Reanálisis, se ha representado una barra de colores diferente, por que la diferencia de sus valores, con las otras fuentes de datos es significativa. Los valores positivos de Asimetría indican que predominan los valores sobre la media, mientras que los valores negativos indican que predominan valores por debajo de la media.

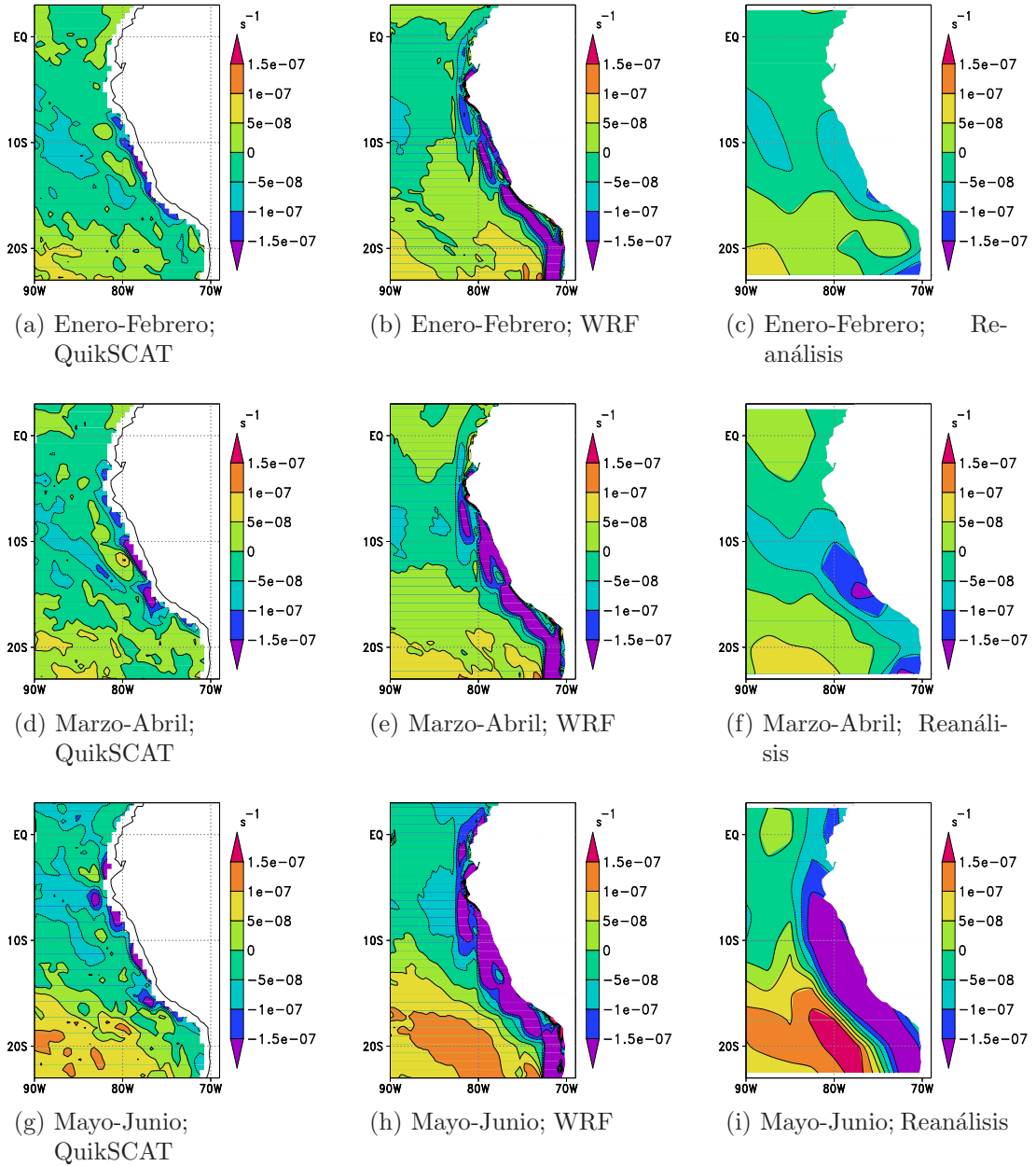


Figura 3.14: Promedios de rotacional de esfuerzo de viento, para los meses Enero - Febrero, Marzo - Abril, y Mayo - Junio del año 2000. (a), (d), (g) datos de QuikSCAT; (b), (e), (h) datos de WRF; (c), (f), (i) datos de Reanálisis. Los colores indican la magnitud del rotacional, la que varía desde violeta ($-1.5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$) hasta rojo ($1.5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$), con intervalos de $-1.5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$. Los valores positivos indican rotaciones anticiclónicas (sentido antihorario) y los negativos indican rotaciones clónicas (en sentido de las agujas del reloj). El comportamiento del rotacional juega un papel muy importante para la generación de afloramiento de aguas sub-superficiales.

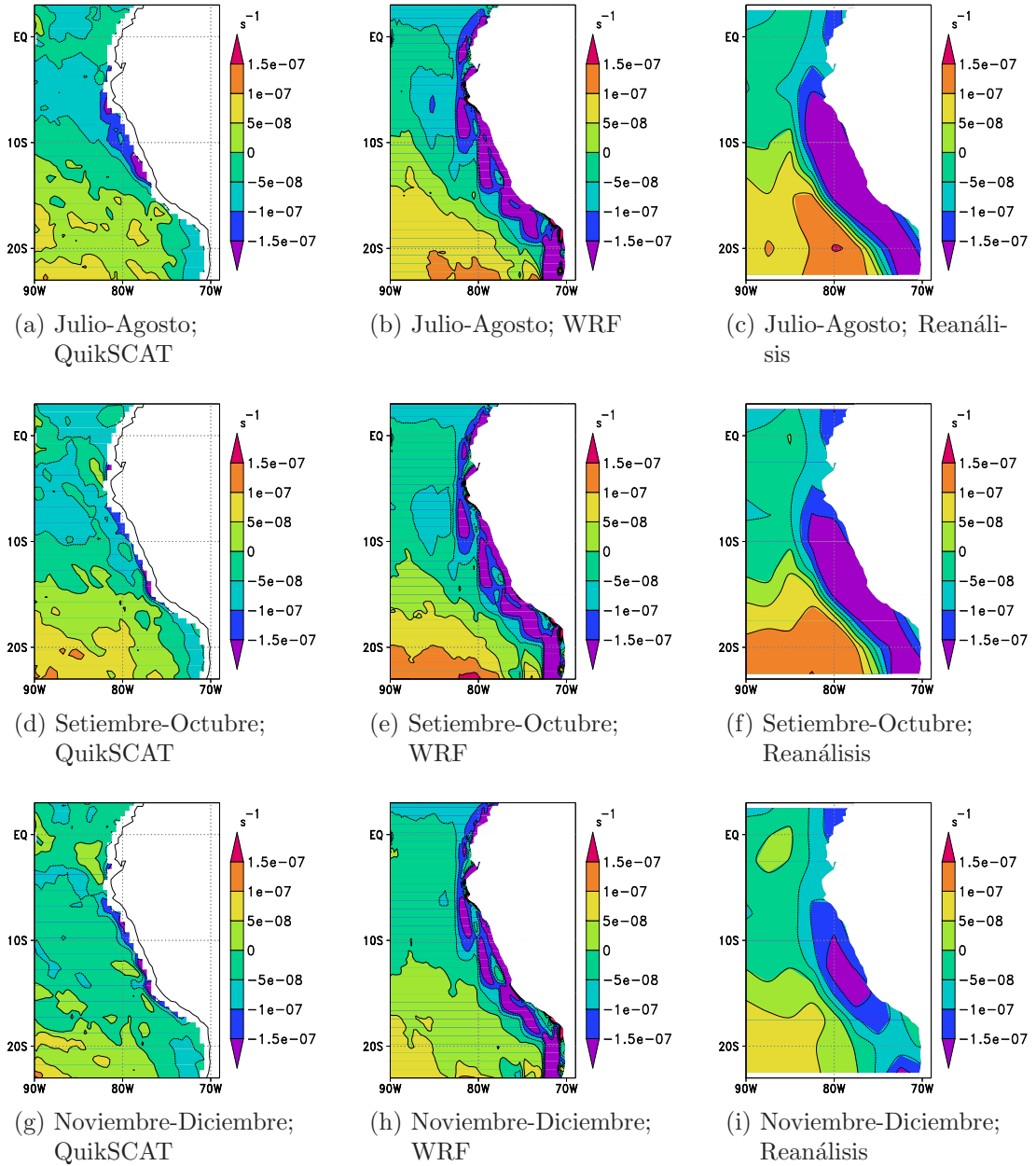


Figura 3.15: Promedios de rotacional de esfuerzo de viento, para los meses Julio - Agosto, Setiembre - Octubre, y Noviembre -Diciembre del año 2000. (a), (d), (g) datos de QuikSCAT; (b), (e), (h) datos de WRF; (c), (f), (i) datos de Reanálisis. Los colores indican la magnitud del rotacional, la que varía desde violeta ($-1.5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$) hasta rojo ($1.5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$), con intervalos de $-1.5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$. Los valores positivos indican rotaciones anticiclónicas (sentido antihorario) y los negativos indican rotaciones clónicas (en sentido de las agujas del reloj). El comportamiento del rotacional juega un papel muy importante para la generación de afloramiento de aguas sub-superficiales.

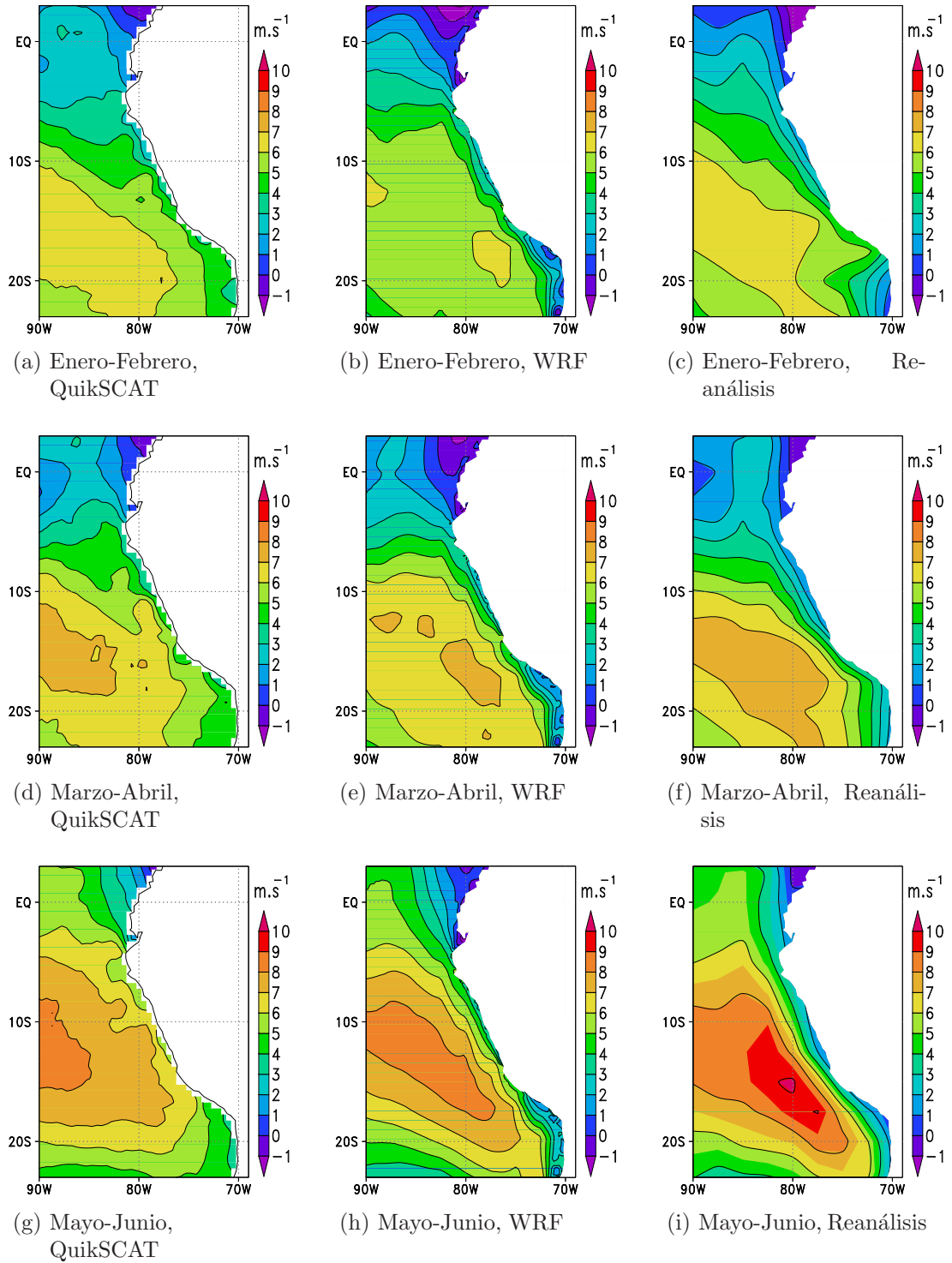


Figura 3.16: Promedios de la componente de velocidad del viento, a lo largo de la costa (“along-shore”), para los meses Enero - Febrero, Marzo - Abril, y Mayo - Junio del año 2000. (a), (d), (g) datos de QuikSCAT; (b), (e), (h) datos del modelo WRF; (c), (f), (i) datos de reanálisis. La intensidad del afloramiento está directamente relacionada con la magnitud de la velocidad del viento a lo largo de la costa.

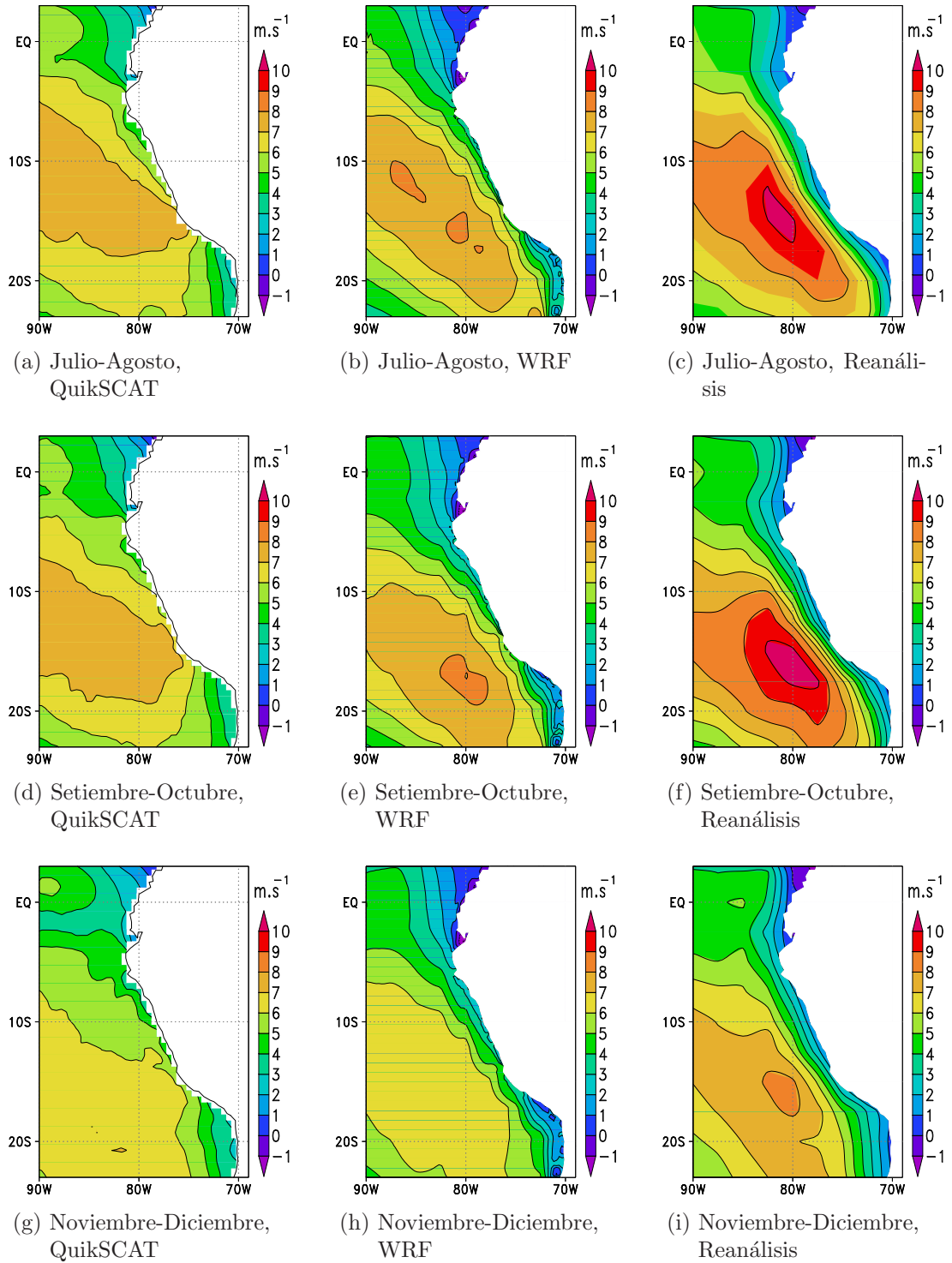


Figura 3.17: Promedios de la componente de velocidad del viento, a lo largo de la costa (“along-shore”), para los meses Julio - Agosto, Setiembre - Octubre y Noviembre - Diciembre del año 2000. (a), (d), (g) datos de QuikSCAT; (b), (e), (h) datos del modelo WRF; (c), (f), (i) datos de reanálisis. La intensidad del afloramiento está directamente relacionada con la magnitud de la velocidad del viento a lo largo de la costa.

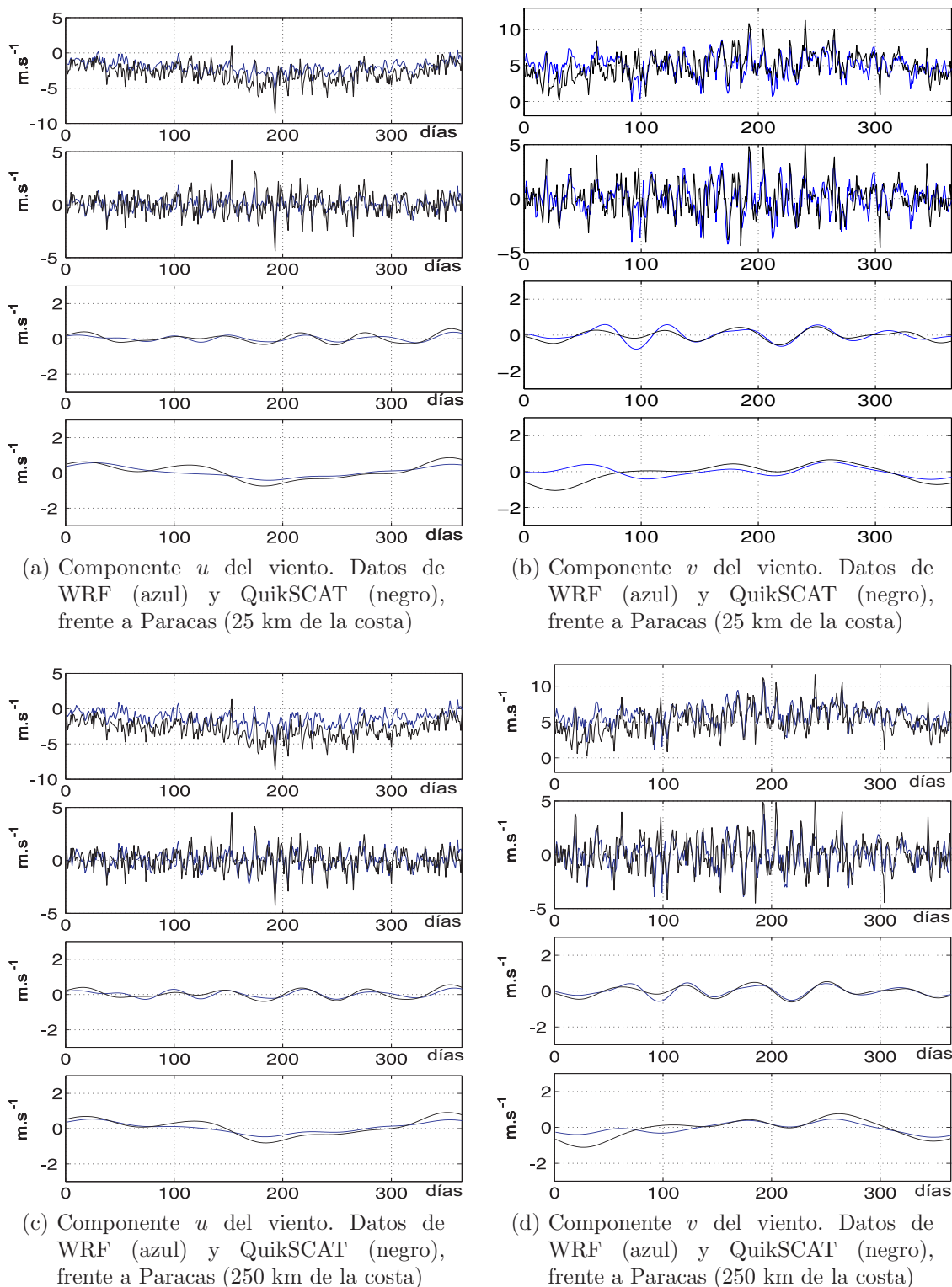


Figura 3.18: Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad de Paracas. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días.

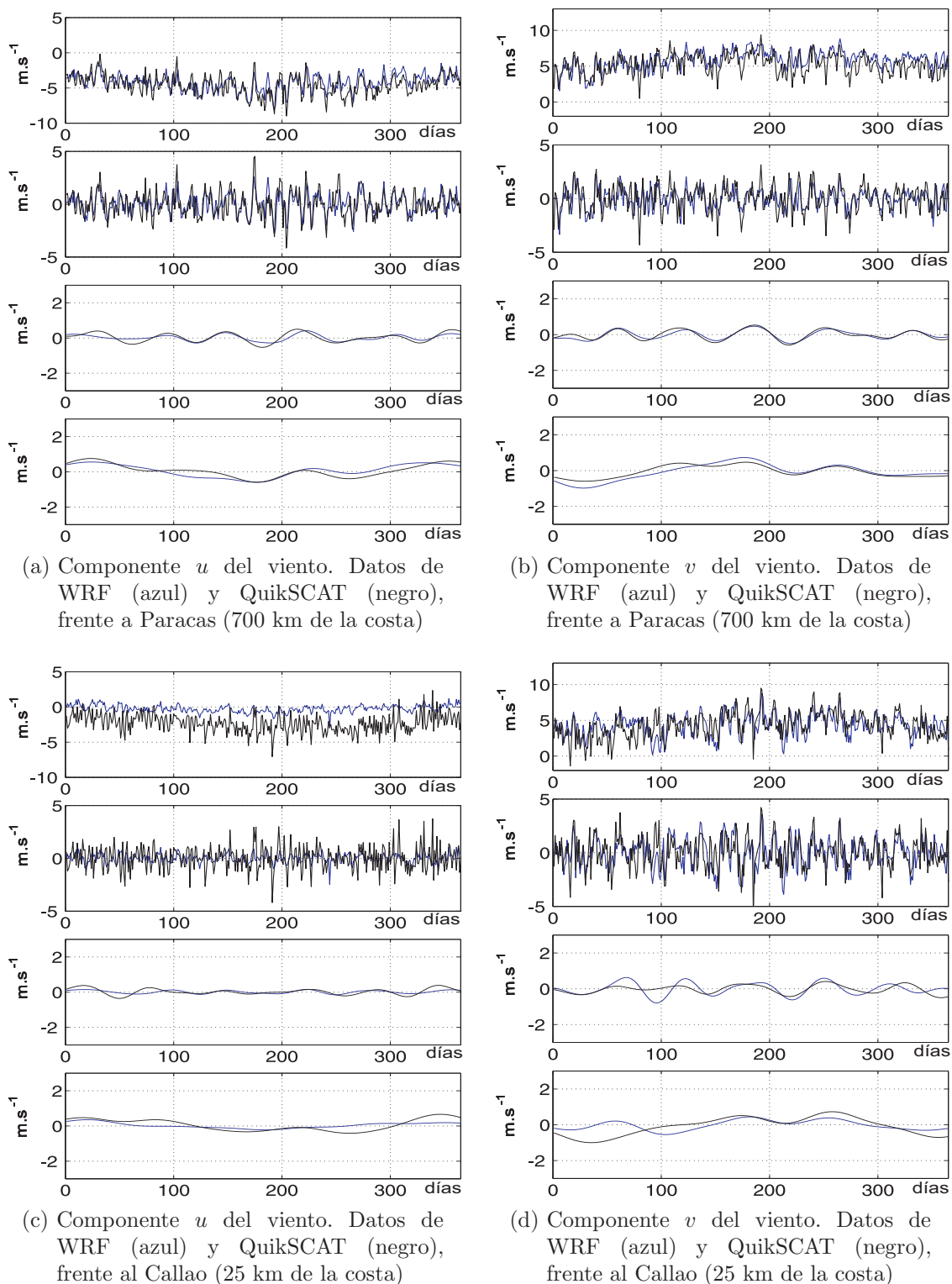


Figura 3.19: Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad de Paracas y Callao, respectivamente. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días.

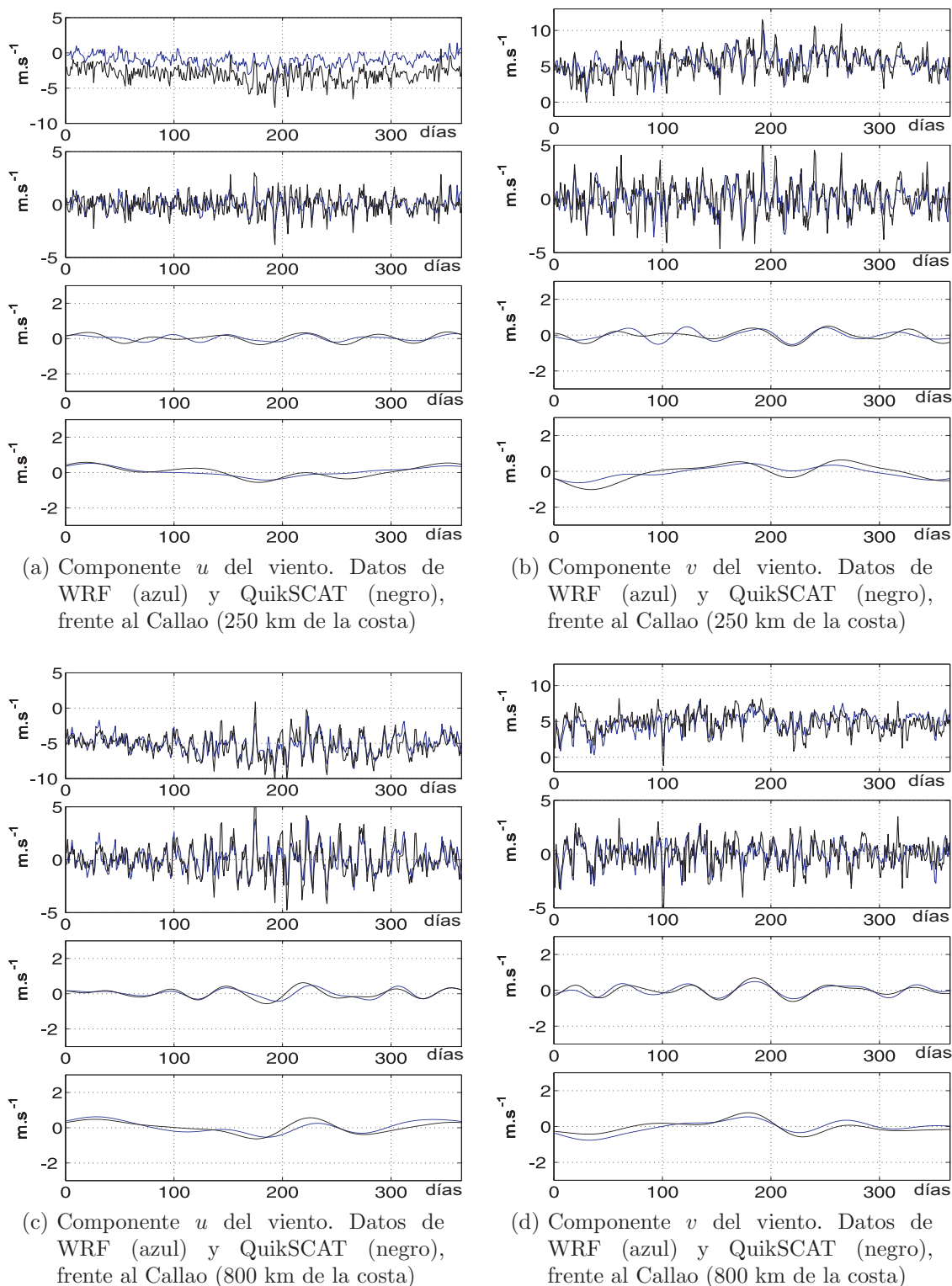


Figura 3.20: Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad del Callao. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días.

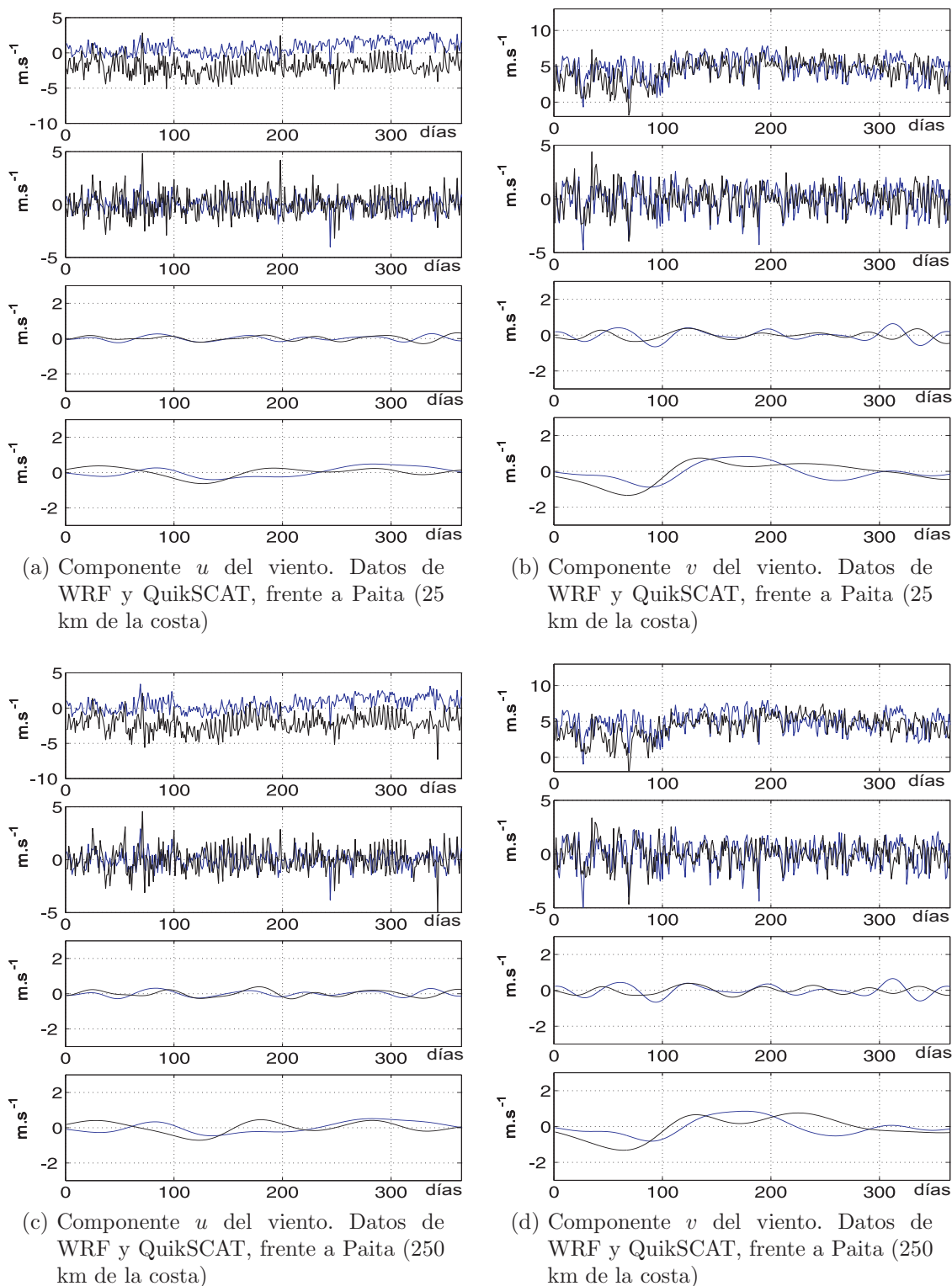


Figura 3.21: Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad de Paita. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días.

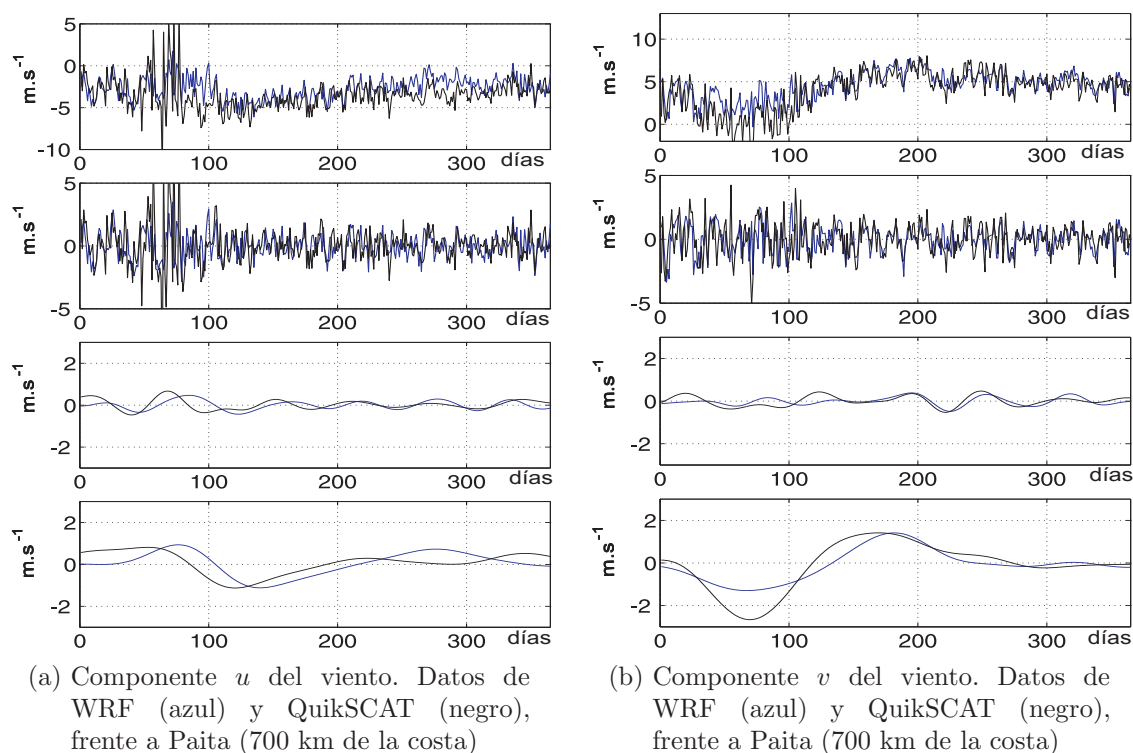


Figura 3.22: Componentes u y v de la velocidad del viento frente a la ciudad de Paíta. En todos los casos, la figura superior corresponde a la serie de tiempo original. Las figuras que continúan hacia abajo son las series a las que se aplicaron filtros pasa banda de Lanczos de 2-50, 50-90 y 90-366 días.

	Costera(25km)			Media(250km)			Océanica(800km)		
	Banda de frec			Banda de frec			Banda de frec		
días	2-50	50-90	90-366	2-50	50-90	90-366	2-50	50-90	90-366
Paracas	0.45	0.79	0.89	0.53	0.83	0.95	0.68	0.82	0.83
Callao	0.21	0.55	0.68	0.49	0.64	0.86	0.69	0.80	0.85
Paíta	0.17	0.21	0.21	0.22	0.33	0.15	0.22	0.40	0.59

Cuadro 3.1: Cuadro de correlaciones entre los datos de QuikSCAT y resultados de WRF, para puntos ubicados frente a las ciudades de Paracas, Callao y Paíta.

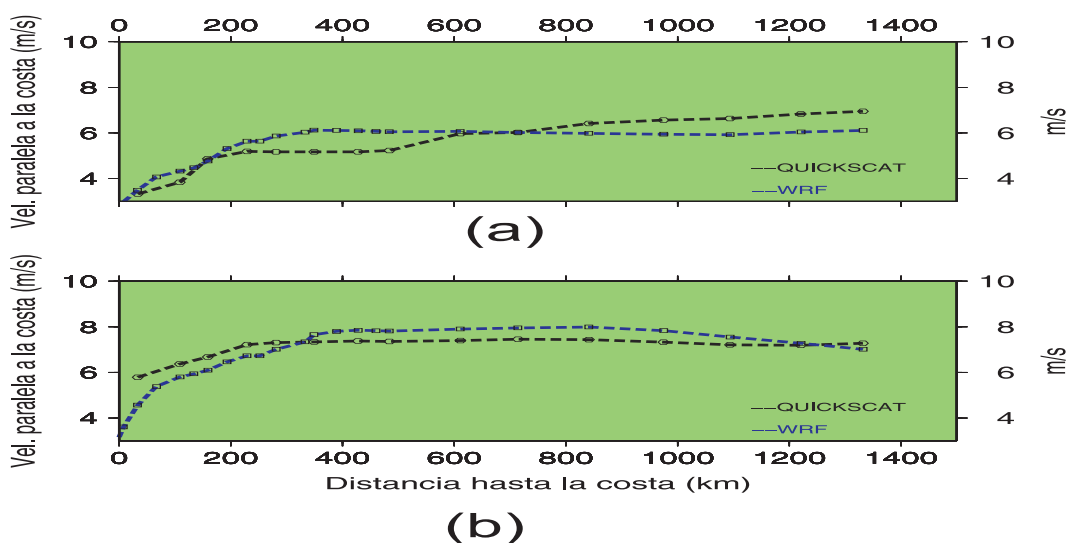


Figura 3.23: Perfiles frente al Callao de la velocidad de las componentes del viento a lo largo de la costa, para las estaciones de (a) verano y (b) invierno. En el eje x se muestra la distancia desde la costa en km y en el eje y la velocidad del viento a lo largo de la costa en m/s . Los gráficos han sido obtenidos a partir de los datos de QuikSCAT y salidas del modelo WRF.

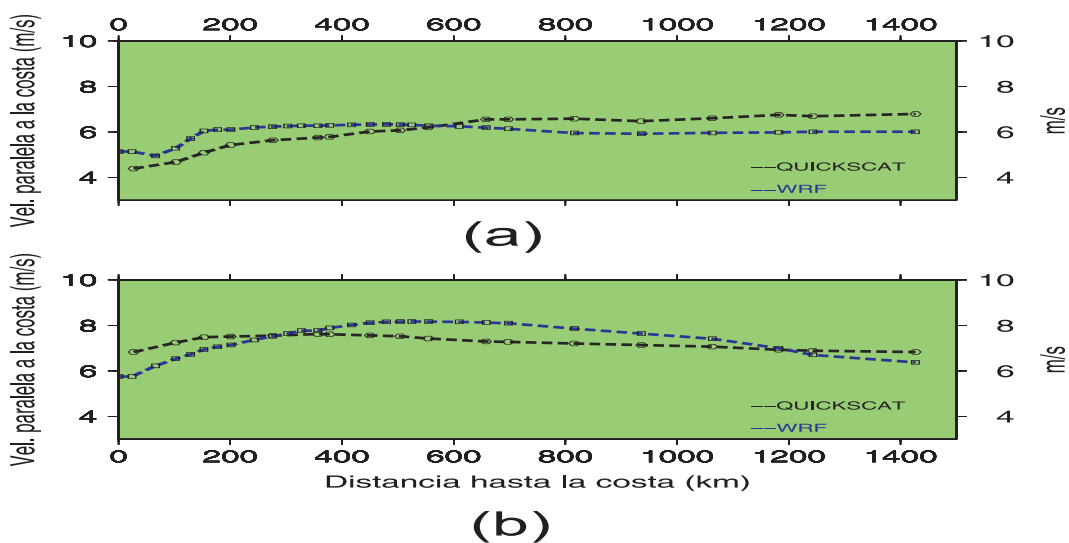


Figura 3.24: Perfiles frente a Paracas de la velocidad de las componentes del viento a lo largo de la costa, para las estaciones de (a) verano y (b) invierno, frente a Paracas. En el eje x se muestra la distancia desde la costa en km y en el eje y la velocidad del viento a lo largo de la costa en m/s . Los gráficos han sido obtenidos a partir de los datos de QuikSCAT y salidas del modelo WRF.

3.2. Comparación con Datos Observados en la Estación de CORPAC

Los datos de viento de la estación meteorológica de CORPAC (Aeropuerto Jorge Chávez, Lima) fueron procesados y comparados con los datos obtenidos con el modelo WRF. La estación de CORPAC, está ubicada en el Callao, con coordenadas geográficas $12.0167^{\circ}S$ de latitud y $77.01144^{\circ}O$ de longitud. Para realizar la comparación, se extrajeron datos de la grilla del modelo en un punto cercano al de la estación de CORPAC, con coordenadas geográficas $12.0782738^{\circ}S$ y $-77.0566559^{\circ}O$.

En la Figura 3.25a y 3.26a se representan los datos de la componente zonal u de la velocidad del viento, con datos de la de la estación de CORPAC y del modelo WRF, respectivamente. Las dos fuentes de datos presentan una razón de muestreo de un dato cada tres horas, aunque los datos originales de WRF son horarios. Los datos de CORPAC muestran una mayor variabilidad que los datos del modelo. En las Figuras 3.25b y 3.26b se ha graficado los datos de CORPAC y WRF, donde se calcularon los promedios diarios y se observa con mayor claridad las diferencias entre ambas fuentes de datos. En las Figuras 3.25c y 3.26c, se graficaron los datos de la componente meridional v del viento de la estación de CORPAC y del modelo WRF, respectivamente. Esta componente es mejor representada, porque la similitud de ambas series es mayor que para el caso de la componente zonal u . En las Figuras 3.25d y 3.26d, se ha graficado las series de las Figuras 3.25c y 3.26c, donde se ha calculado el promedio diario. Se observa con mayor claridad que ambas series tienen un buen grado de aproximación.

En las Figuras 3.27a y 3.28a, se muestra la distribución de frecuencias del ángulo de incidencia de los vientos de CORPAC y WRF, respectivamente. En dichas figuras, se puede observar que la dirección del viento es predominantemente del sur, con ángulos

entre 160° - 210° ², para ambas fuentes de datos. Los datos de CORPAC muestran que un bajo porcentaje de datos tienen componentes del Norte, mientras que los datos de WRF no representan bien esas componentes. En las Figuras 3.27b y 3.28b, se representa las intensidades de los vientos en función de su dirección. Allí, se puede notar que para las dos fuentes de datos, los vientos de mayor intensidad tienen una dirección de 170° , aproximadamente.

²En meteorología, los ángulos relacionados con la dirección del viento, están definidos por el punto del horizonte del observador desde el cual sopla el viento, y se miden contando los grados en sentido horario, tomando como origen el norte geográfico.

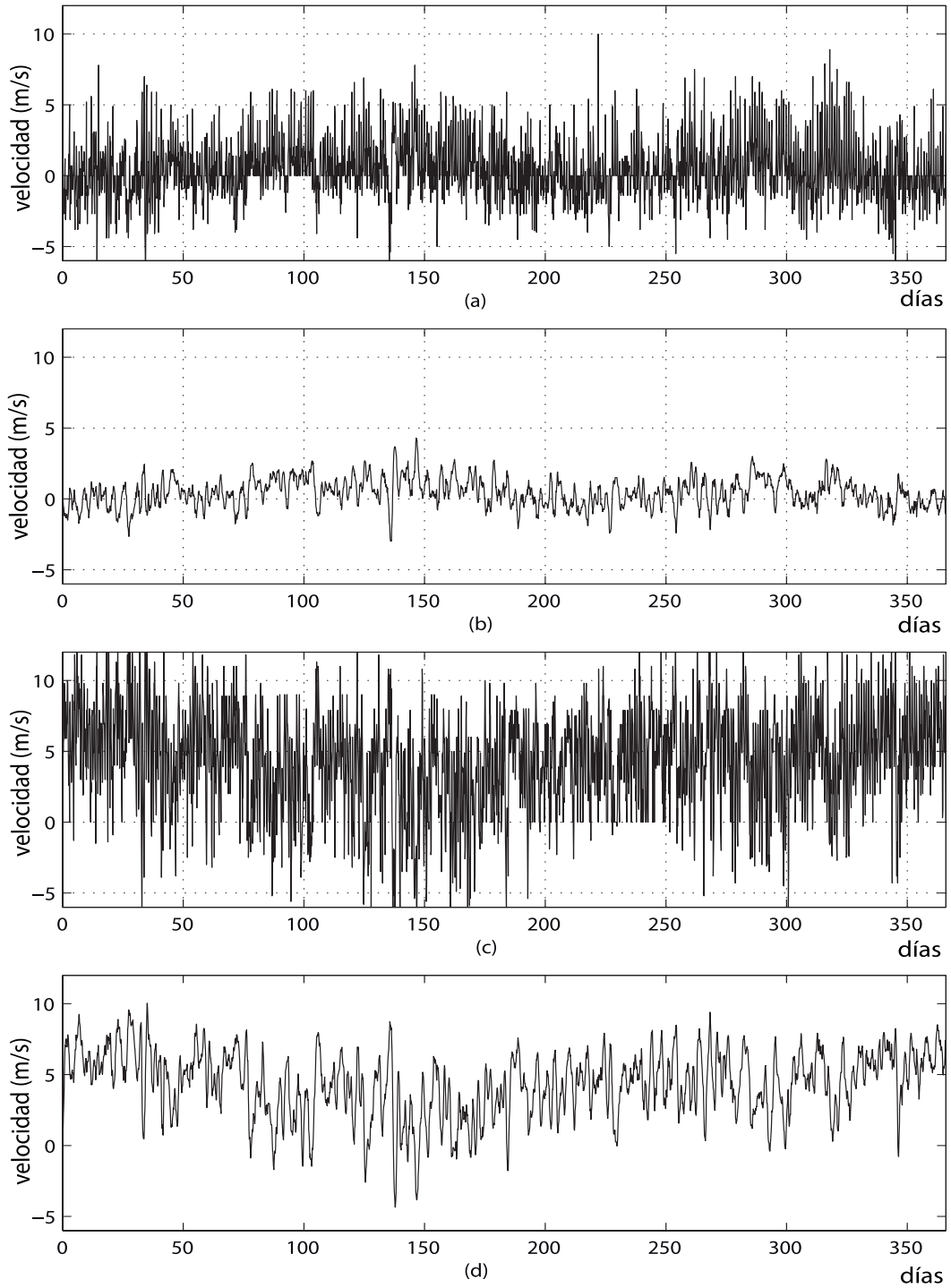


Figura 3.25: Velocidad del viento registrada en la estación meteorológica de CORPAC, con una razón de muestreo de un dato cada tres horas. (a) Componente zonal u . (b) Componente zonal u , con media moviente de 8 datos. (c) Componente meridional v , de datos, (d) Componente meridional v , con media moviente de 8 datos.

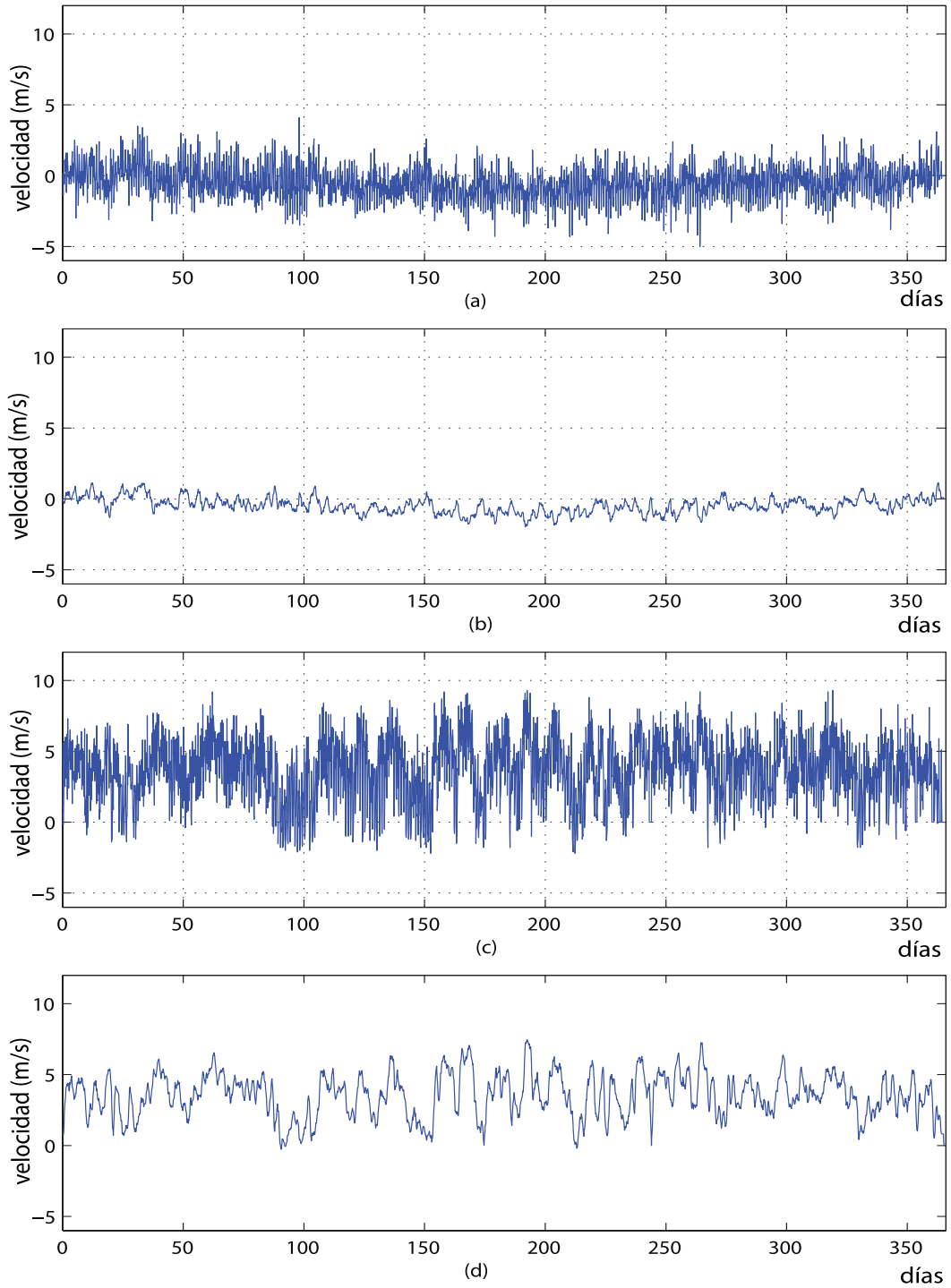


Figura 3.26: Velocidad del viento, con datos del modelo WRF, con una razón de muestreo de un dato cada tres horas. (a) Componente zonal u . (b) Componente zonal u , con media moviente de 8 datos. (c) Componente meridional v , de datos, (d) Componente meridional v , con media moviente de 8 datos.

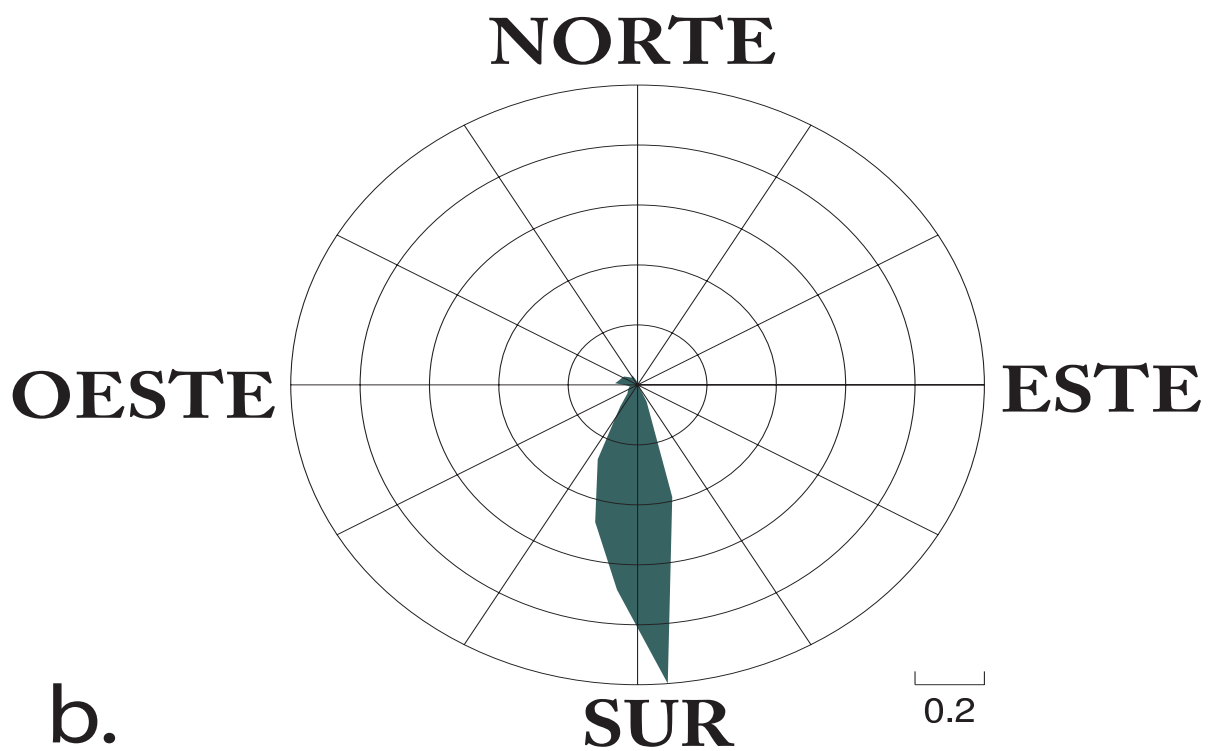
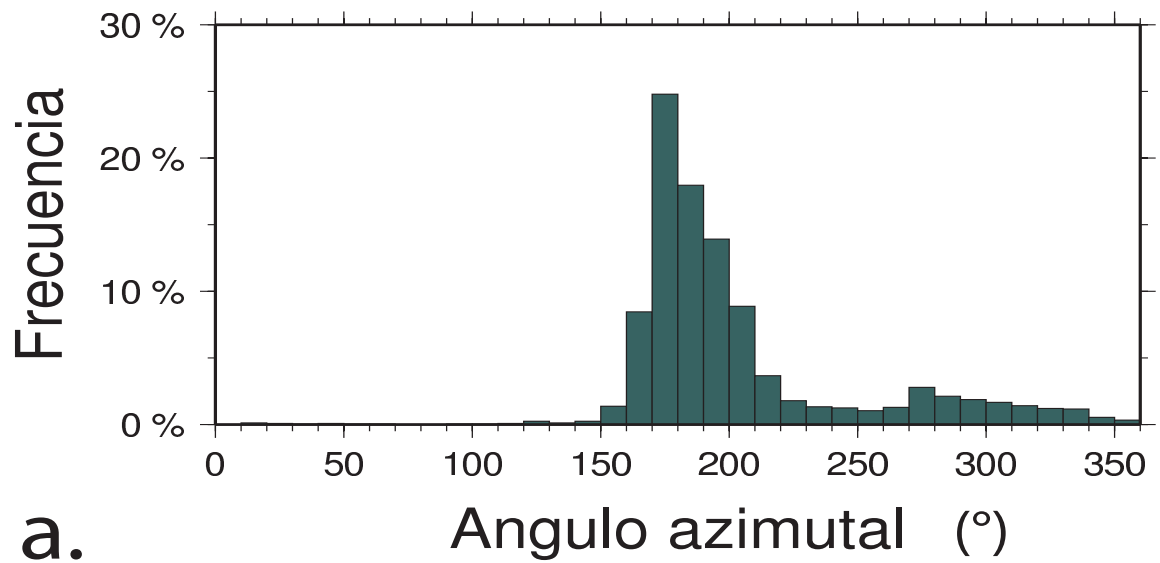


Figura 3.27: En la Figura a, parte superior: Distribución de la frecuencia del ángulo de incidencia del viento, datos registrados en la estación de CORPAC. La Figura b, parte inferior, muestra la representación polar de la frecuencia del ángulo de incidencia del viento, datos de la estación meteorológica de CORPAC.

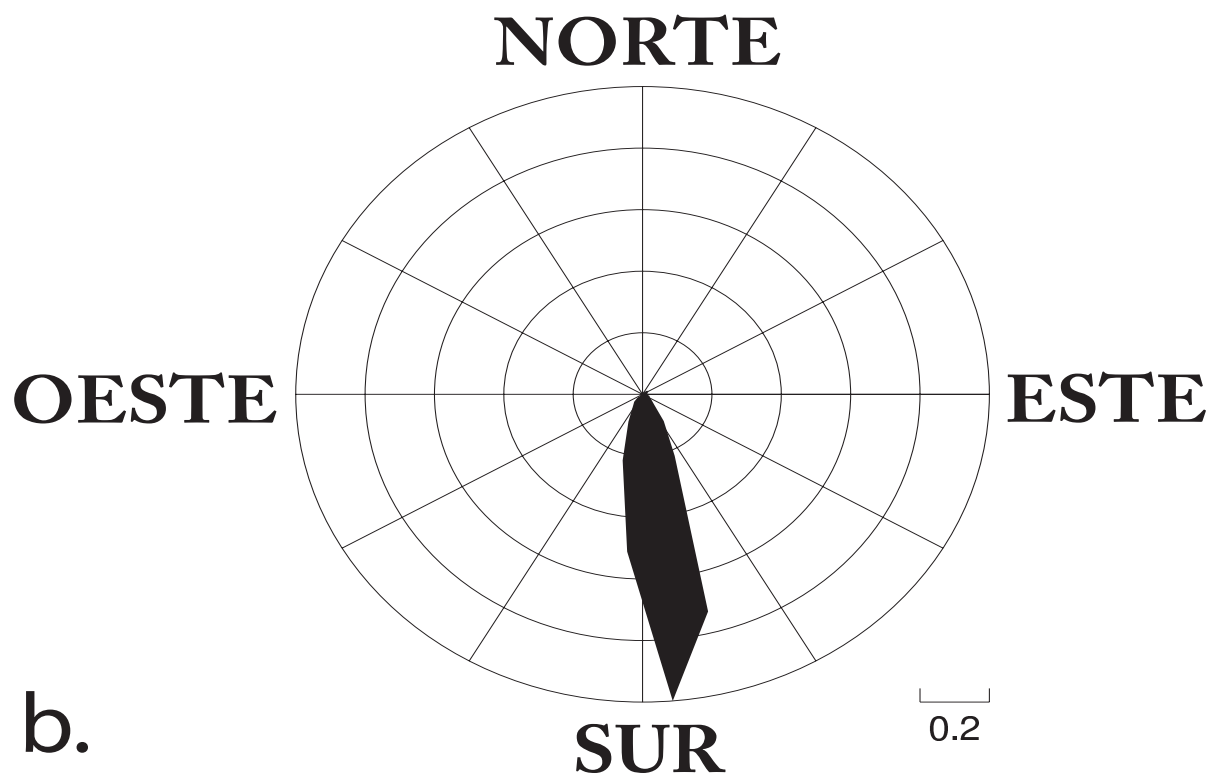
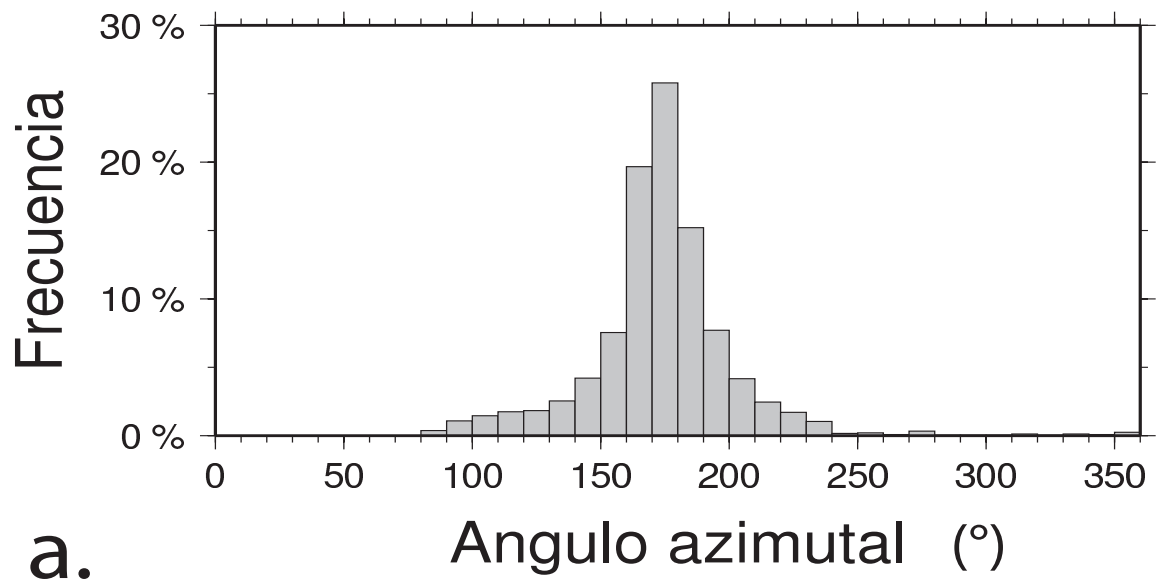


Figura 3.28: En la Figura a, parte superior: Distribución de la frecuencia del ángulo de incidencia del viento, datos del modelo WRF, en una ubicación cercana a la estación de CORPAC. La Figura b, parte inferior, muestra la representación polar de la frecuencia del ángulo de incidencia del viento, datos del modelos WRF.

Capítulo 4

RESULTADOS

En este capítulo, se presenta los resultados obtenidos al utilizar los datos del modelo atmosférico de alta resolución WRF, para forzar al modelo oceánico ROMS. Se realizó, también, un análisis comparativo de los resultados obtenidos del forzamiento del modelo ROMS con datos de viento de QuikSCAT, ya que éstos fueron debidamente validados con datos de observación satelital por Penven (Penven et al., 2005). Se efectuaron simulaciones de la circulación oceánica, forzando el modelo ROMS con datos diarios y mensuales del modelo WRF y con datos diarios de QuikSCAT.

4.1. Tiempo para Alcanzar el Estado de Equilibrio (“spin-Up”), con el Modelo ROMS

Se efectuó la simulación utilizando ROMS, forzado con datos de WRF y QuikSCAT, para el año 2000, durante un período de 10 años, obteniéndose un ciclo que se repite con un período anual. Las soluciones del modelo comienzan del reposo y rápidamente se ajustan a las condiciones iniciales de estratificación y el modelo logra alcanzar el

estado de equilibrio ("*spin-up*") en un tiempo de aproximadamente 2 años.

Para realizar el post - proceso, se utilizaron los algoritmos de ROMSTOOLS (www.roms.mpl.ird.fr), desarrollados por investigadores del IRD, con el cual se calcularon las variaciones temporales de la energía cinética superficial promedio ¹, la energía cinética volumétrica promedio, temperatura superficial promedio, temperatura volumétrica promedio, salinidad superficial promedio, y salinidad volumétrica promedio.

En las Figuras 4.1a, 4.2a y 4.3a, se muestra las variaciones temporales de la energía cinética superficial promedio para los resultados de forzar ROMS con datos diarios de WRF, datos mensuales de WRF y con datos diarios de QuikSCAT. En las Figuras 4.1b, 4.2b y 4.3b, se presenta la energía cinética volumétrica promedio, asimismo, en las Figuras 4.1c, 4.2c y 4.3 se presenta la temperatura superficial promedio y en las Figuras 4.1d, 4.2d y 4.3d temperatura volumétrica promedio. En las Figuras 4.1e, 4.2e y 4.3e se muestra la salinidad superficial promedio; y en las Figuras 4.1f, 4.2f y 4.3f se muestra la salinidad volumétrica promedio. Todos estos resultados fueron obtenidos, mediante la aplicación de ROMSTOOLS (www.roms.mpl.ird.fr), que se puede descargar libremente.

Para todos los casos mencionados anteriormente, después de transcurridos 2 años, el modelo alcanza un estado de equilibrio, luego del cual, el modelo no presenta tendencias temporales significativas. Esto es cierto, especialmente para la energía cinética volumétrica promedio (Figura 4.2b), después de un rápido ajuste de las corrientes a las condiciones iniciales, el nivel de energía cinética se incrementa. Después de este período de ajuste, se presenta una situación estable, que se mantiene durante los años restantes de la simulación.

¹En ROMS, la energía cinética, implícitamente se refiere a la energía por unidad de masa. Mayor información sobre las relaciones para el cálculo de la energía cinética superficial promedio y la energía cinética volumétrica promedio, puede encontrarse en el programa `roms_diags.m`, incluido en ROMSTOOLS

También, se observa durante el período de *calentamiento* de 2 años del modelo, un ligero ajuste de la salinidad superficial (Figura 4.1e) y de la salinidad promediada volumétricamente (Figura 4.1f).

4.2. Temperatura Superficial del Mar

Ya sea, forzado localmente o remotamente por las señales ecuatoriales que se propagan sobre el océano, el afloramiento de Perú exhibe un importante patrón estacional en la Temperatura Superficial de Mar (TSM), Figuras 4.4 y 4.5. En dichas figuras, la columna de la izquierda representa los resultados de ROMS forzado con datos diarios de QuikSCAT (ROMS-Quik-SCAT diario), la columna central representa los datos de ROMS forzado con datos diarios de WRF (ROMS-WRF diario) y la columna derecha son los resultados de forzar ROMS, con datos mensuales de WRF (ROMS-WRF mensual).

Como lo menciona Penven et al. (2005), en la simulación de ROMS-QuikSCAT diario se presenta la temperatura superficial del mar, cerca de la costa, muy fría y exageradamente continúa (Figuras 4.4a, 4.4d y 4.4g, comparada con datos de TSM satelital de Pathfinder (Figura 11 de Penven(2005))). Para el caso de ROMS-WRF diario los valores de TSM son menores a los de ROMS-QuikSCAT diario en todas las estaciones del año presentadas en las Figuras 4.4 y 4.5 y, además, la distribución del frente de afloramiento (estructuras paralelas a la costa, con temperaturas menores de 21°C) presenta máximos en las ciudades de Paracas, Chimbote y Paita (Figuras 4.4 y 4.5). El esfuerzo de viento derivado de los datos de QuikSCAT es muy intenso cerca de la orilla porque los vientos costeros fueron extrapolados de los oceánicos, debido a que los datos satelitales no son válidos en la franja de 50 km paralelos a la costa o "*blind zone*". Es por ello que los vientos satelitales no representan las variaciones

particulares que se presentan en los vientos al acercarse a la costa, como las observadas en el Sistema de la Corriente de California (Capet et al., 2004), lo que sí es reproducida en gran medida por los datos de viento de WRF.

Aunque con algunas diferencias, los resultados de ROMS-WRF y ROMS-QuikSCAT diarios presentan distribuciones parecidas del frente de afloramiento y la lengua de agua fría que se extiende a lo largo del Ecuador. Esto prueba la calidad de las corrientes superficiales simuladas por el modelo ROMS, que reproduce bien los patrones de temperatura superficial del mar.

4.2.1. Verano

En las Figuras 4.4a, 4.4b y 4.4c, se muestra los valores de la TSM en el área de estudio durante la estación de verano (promedio de los meses de Enero, Febrero y Marzo), para ROMS-QuikSCAT diario, ROMS-WRF diario y ROMS-WRF mensual, respectivamente. Haciendo un rápido análisis visual de las figuras mencionadas se puede verificar la gran similitud entre las Figuras 4.4a y b. Las diferencias entre estas figuras se presentan en la parte ecuatorial y en la parte costera. En la parte ecuatorial, según los datos de WRF diarios, las aguas superficiales con temperaturas entre 23°C y 25°C aparecen desplazadas aproximadamente 2° geográficos hacia el sur, con respecto a los datos de ROMS-QuikSCAT diario. Además, para ROMS forzado con datos mensuales de WRF (ROMS-WRF mensual), la temperatura a lo largo de toda la costa del Perú tiene una temperatura monótona entre 19°C y 21°C, mientras que para ROMS forzado con datos diarios de WRF (ROMS-WRF diario) muestra cierta variación de la TSM a lo largo de la costa. En la parte Sur, las temperaturas que se presentan están entre los 21°C y 22°C, con un núcleo de TSM entre 22°C y 23°C. La parte central de la costa muestra temperaturas menores que oscilan entre 19°C y 21°C, mientras que en la parte norte, entre los paralelos 9°S y 4°S, la TSM predominante oscila entre 21°C

y 22°C, con un pequeño núcleo al sur de Paita (latitud: 4°S) de TSM de 20°C - 21°C. Para la costa entre los paralelos 3°S y 0°, la TSM toma valores de 22°C - 24°C.

Las simulaciones ROMS-QuikSCAT diario y ROMS-WRF diario para esta estación (Figuras 4.4a, 4.4b y 4.4c), presentan la intrusión de aguas cálidas alrededor de la ubicación 90°O - 6°S (frente a Sechura) paralelas a la costa, que resulta exagerada para el caso de ROMS-WRF mensual, que difiere 1°C - 4°C de los casos de forzamiento con datos diarios.

Por otro lado, las temperaturas para el caso de ROMS-WRF mensual, como se puede observar en la Figura 4.4c, aparecen con valores más altos, comparados con ROMS-QuikSCAT diario y ROMS-WRF diario, teniendo diferencias de TSM entre 1°C - 4°C en algunas zonas dentro del área de estudio. En la parte Sur, las temperaturas que se presentan son de 23°C - 24°C, con un pequeño núcleo de TSM, frente a la ciudad de Ilo con valores de 24°C - 25°C. En la parte central de la costa, entre los 16°S - 6°S de latitud, muestra temperaturas de 19°C y 22°C. Para la costa norte entre los 6°S - 0°S de latitud, la TSM es de 22°C y 26°C.

4.2.2. Otoño

En las Figuras 4.4d, 4.4e y 4.4f, se muestra los valores de TSM para la estación de otoño (promedio de los meses de Abril, Mayo y Junio), para ROMS-QuikSCAT diario, ROMS-WRF diario y ROMS-WRF mensual. De las figuras mencionadas, se puede verificar la gran similitud entre las Figuras 4.4d y 4.4e. En dichas figuras, se observa que los resultados de las simulaciones ROMS-QuikSCAT y ROMS-WRF diarios representan estructuras similares. Para el caso de ROMS-WRF mensual (Figura 4.4f) se presenta la intrusión de aguas cálidas paralelas a la costa menos marcada que para los casos de forzamiento diario. Por ejemplo, para el caso de ROMS-WRF diario, las

aguas con TSM de 21°C - 22°C , llegan hasta el norte de Chile, mientras que para el ROMS-WRF mensual esas temperaturas sólo llegan hasta los 18°S de latitud.

Para la estación de otoño, las figuras de ROMS-QuikSCAT y ROMS-WRF diarios, (Figuras 4.4d y 4.4e) presentan gran similitud en su estructura, y su correlación es muy alta, como se verá más adelante. Las mayores diferencias se presentan en la parte ecuatorial donde el modelo ROMS-WRF diario presenta temperaturas mayores a los datos de ROMS-QuikSCAT diario. Por otro lado, también se presentan diferencias en la parte costera, especialmente en la parte sur, donde el modelo presenta un núcleo de 22°C - 23°C , mientras que para los datos de ROMS-QuikSCAT diario, los valores son de 20°C - 21°C . Otra diferencia importante es el núcleo de temperaturas mayores a 25°C , que se presenta frente a la ciudad de Paita, que en los datos de ROMS-WRF diario se presenta con un área mucho mayor que los datos de ROMS-QuikSCAT diario.

4.2.3. Invierno

En las Figuras 4.4g, 4.4h y 4.4i, se muestra los valores de TSM para la estación de invierno (promedio de los meses de Julio, Agosto, Setiembre), para ROMS-QuikSCAT diario, Roms-WRF diario y ROMS-WRF mensual. La similitud entre las Figuras 4.4g y 4.4h es evidente, aunque aún persistan pequeñas diferencias en la parte ecuatorial y en la zona norte del Perú, especialmente frente a la ciudad de Paita. Los datos de ROMS-WRF mensual (Figura 4.4i) muestra estructuras similares a las presentadas por las Figuras 4.4g y 4.4h, éstas son muy suavizadas en comparación con los forzamientos con datos diarios.

Durante la estación de invierno, en los tres casos se presenta un fuerte afloramiento costero, que tiene estructuras similares, con algunas diferencias, principalmente en la zona cercana a la línea Ecuatorial. Estas figuras se ajustan a las descripciones

estacionales de larga escala, que presentan intrusión de aguas cálidas durante el verano y un fuerte afloramiento costero en el invierno.

4.2.4. Primavera

En las Figuras 4.5a, 4.5b y 4.5c se muestra los valores de TSM para la estación de primavera (promedio de los meses de Octubre, Noviembre y Diciembre), para los datos de ROMS-QuikSCAT diario, Roms-WRF diario y ROMS-WRF mensual. Al igual que para las estaciones presentadas anteriormente, la similitud entre las Figuras 4.5a y 4.5b de forzamientos diarios, es evidente. La aproximación entre los datos mostrados es mayor que para los tres casos anteriores. Sólo se puede observar pequeñas discrepancias en la franja costera, donde los datos diarios de ROMS-QuikSCAT presentan temperaturas menores a las de ROMS-WRF diarios, a lo largo de toda la franja costera. Para el caso de los datos ROMS-WRF mensual (Figura 4.5c), las estructuras son semejantes, pero con contornos suavizados.

4.2.5. Promedio Anual

En las Figuras 4.6a, 4.6b y 4.6c, se muestra los valores del promedio anual de la TSM, para ROMS-QuikSCAT diario, ROMS-WRF diario y ROMS-WRF mensual. Al igual que los casos anteriores para verano, otoño, invierno y primavera, al observar las figuras mencionadas podemos verificar la similitud entre las 3 figuras, especialmente entre las figuras 4.6a y 4.6b. Como en los casos correspondientes a las 4 estaciones del año, las diferencias entre estas figuras se presentan en la parte ecuatorial y en la parte costera. En la parte ecuatorial según los datos de ROMS-WRF diario, las aguas superficiales con temperaturas de 21°C - 25°C aparecen desplazadas aproximadamente 2° de latitud hacia el sur, además, para los datos de QuikSCAT, la temperatura a lo

largo de toda la costa, hasta los 8°S de latitud es una temperatura monótona de 17°C - 18°C . Para los datos de ROMS-WRF diario existen diferencias en la TSM a lo largo de la costa. Para los datos de ROMS-WRF diario, en la parte Sur, hasta los 13°S de latitud, las temperaturas que se presentan están entre los 17°C - 18°C , con un núcleo de TSM de 18°C - 19°C , como se puede observar en la Figura 4.6 b. En la parte central de la costa, entre los paralelos 13°S - 9°S , la TSM toma valores de 18°C - 19°C , mientras que en la parte norte, entre los 9°S y 6°S de latitud, la TSM predominante es de 19°C y 20°C , y en los 6°S y 4°S de latitud, la TSM es de 20°C - 21°C . Para la costa entre los 4°S - 0° de latitud, la TSM toma valores de 21°C - 25°C .

Por otro lado, las temperaturas para el caso de ROMS-WRF mensual, como se observa en la Figura 4.4c, aparecen con valores muy parecidos a los de ROMS-WRF diario, siendo las estructuras formadas las mismas, pero suavizadas. La gran diferencia que aparecía en los datos de ROMS-WRF diario y ROMS-WRF mensual, para el caso de la estación de verano, desaparece por efecto del promedio de los 12 meses del año.

4.3. Correlaciones de TSM

En la Figura 4.7a se ha graficado los valores calculados de las correlaciones, entre los datos de TSM de ROMS-QuikSCAT diario y ROMS-WRF diario. Como puede observarse en esta figura, la correlación es bastante alta (> 0.75) entre estas dos simulaciones, para aproximadamente el 80 % del área en estudio. El valor de la correlación es cercano a 1, mientras que los mínimos valores de correlación se dan en la franja ecuatorial y en el área cercana al Golfo de Guayaquil, donde toma valores negativos menores a -0.5 . Existen otras pequeñas áreas cercanas a la costa de baja correlación, especialmente frente a la ciudad de Chimbote y Paracas.

En las Figuras 4.7b y 4.7c se ha graficado los valores de RMS-diff entre los valores de

TSM de ROMS-QuikSCAT diario y ROMS-WRF diario. En estas figuras aparece una franja diagonal, paralela a la costa, donde las diferencias entre los datos de ROMS-QuikSCAT y ROMS-WRF son de 2°C - 2.25°C con núcleos de 2.5°C - 3°C . Otra característica importante es que en la franja mencionada las máximas diferencias entre ambas fuentes de datos se presentan aproximadamente frente a las ciudades de Ilo, Paracas, Chimbote y al sur de Paita, que son conocidos centros de afloramiento.

En las Figuras 4.7d y 4.7e se presenta los valores de RMS de los datos de ROMS-QuikSCAT diario y ROMS-WRF diario. Se observa gran similitud entre las estructuras de ambas figuras, especialmente en la franja de color rojo (con valores mayores a 2.5°C), pero también existen diferencias, especialmente en zonas cercanas a la costa y al Ecuador. La diferencia más notoria entre esas figuras, se encuentra en la zona costera, donde los datos de ROMS-QuikSCAT diario (Figura 4.7 d) presentan valores de 2°C - 2.25°C en casi toda la extensión de la costa del Perú, en comparación con valores de variabilidad de 1.75°C - 2°C de los datos de ROMS-WRF diario (Figura 4.7 e).

La variabilidad de los datos de Temperatura de ROMS-WRF mensual, que se muestran en la Figura 4.7f, presentan valores de 0.75°C - 1.25°C a lo largo de la franja costera, que son menores a los datos de RMS de temperatura de ROMS - QuikSCAT y ROMS - WRF diario en la misma zona, debido a que los datos mensuales (ROMS-WRF mensual) no contienen componentes de alta frecuencia.

También existe diferencias de la variabilidad en la parte ecuatorial, donde los valores de baja variabilidad con valores de 0.25°C - 0.75°C ocupan un área más amplia en los datos de ROMS-QuikSCAT (Figura 4.7d) que los datos de ROMS-WRF diarios y mensual (Figuras 4.7b y 4.7c).

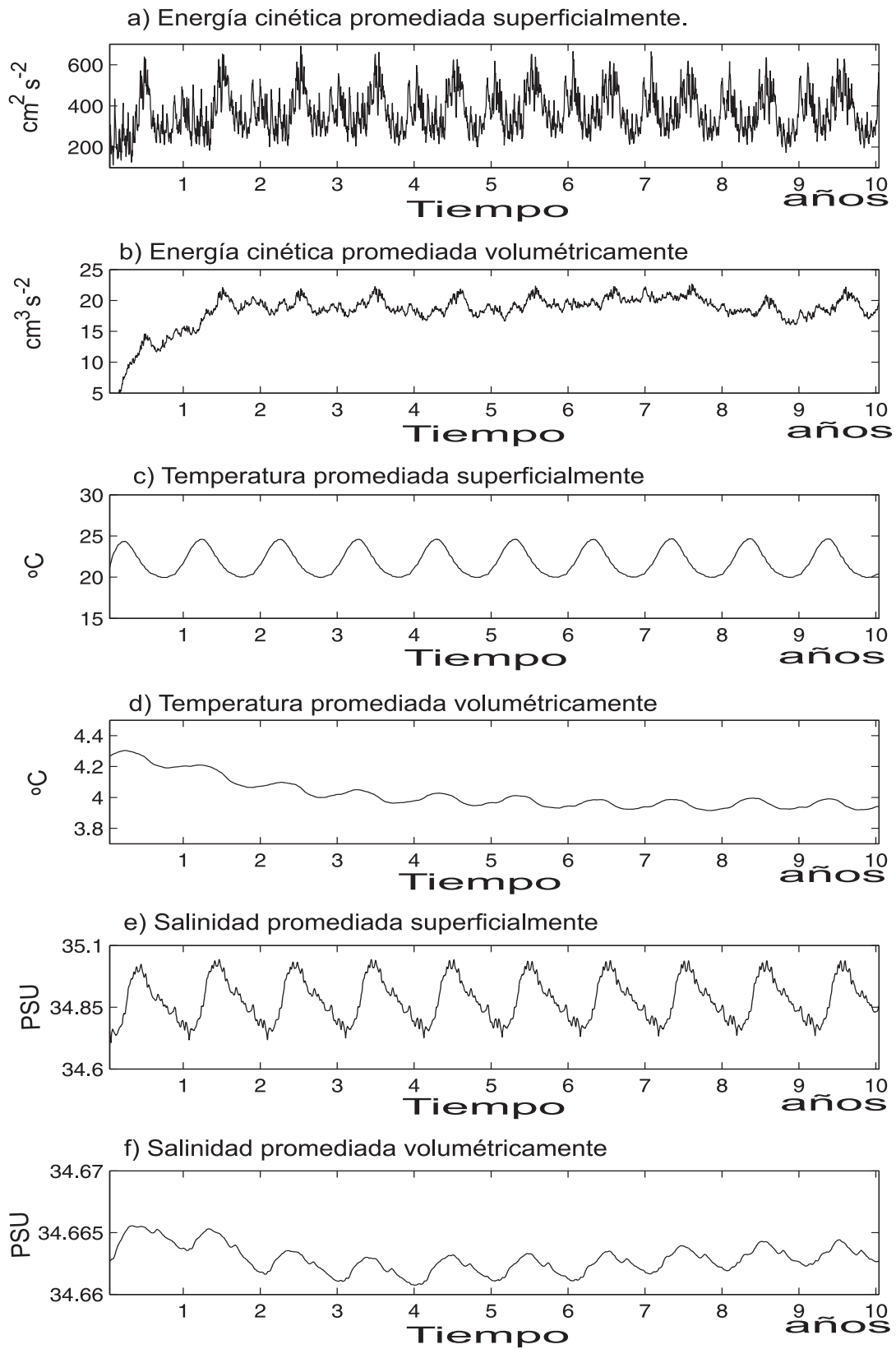


Figura 4.1: Energía cinética de los datos de ROMS forzado con WRF diario (Elaborado con datos del modelo ROMS). Como se mencionó anteriormente, en ROMS la energía cinética, implícitamente se refiere a la energía por unidad de masa

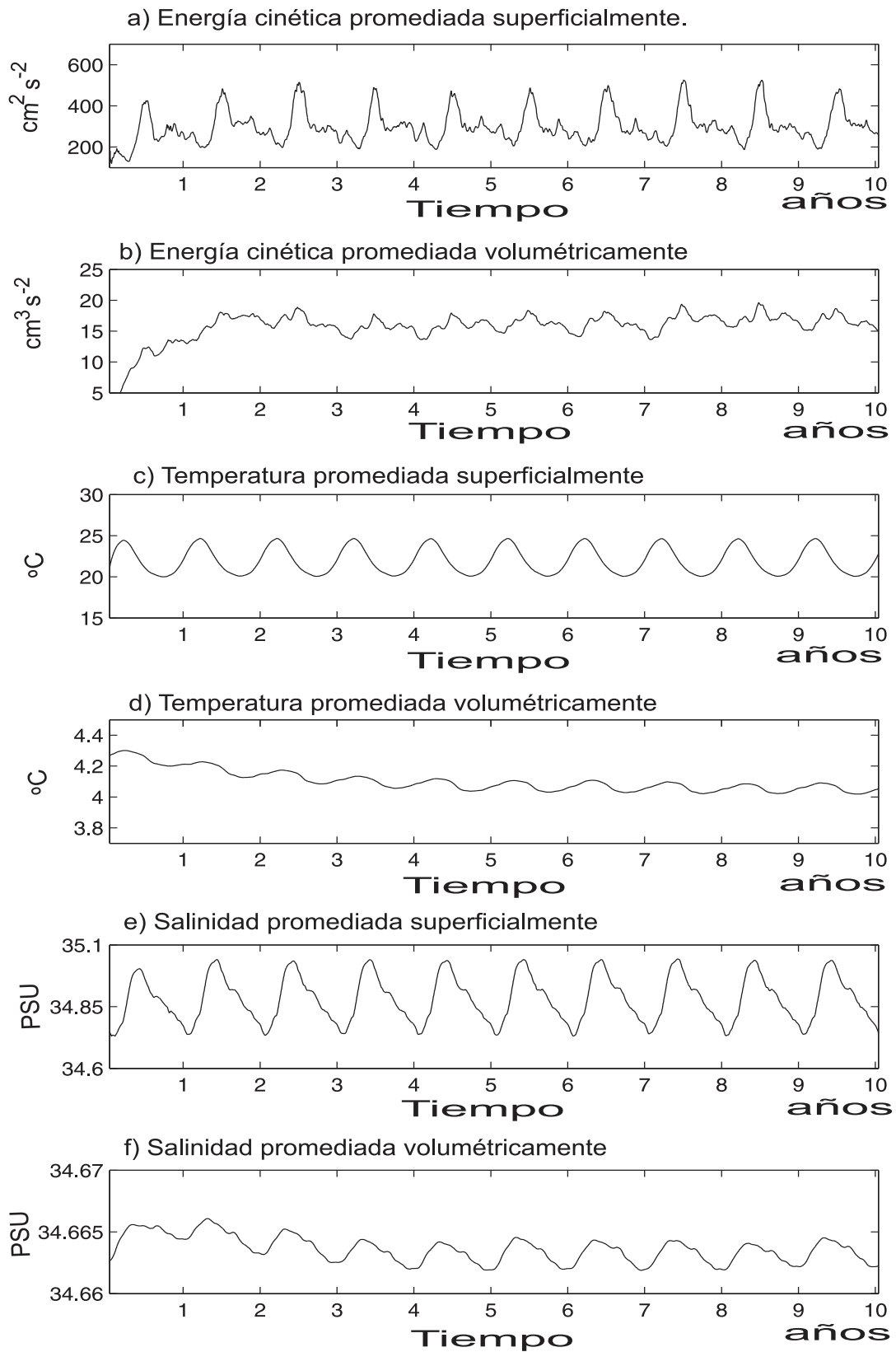


Figura 4.2: Energía cinética de los datos de ROMS forzado con WRF mensual (Elaborado con datos del modelo ROMS). Como se mencionó anteriormente, en ROMS la energía cinética, implícitamente se refiere a la energía por unidad de masa.

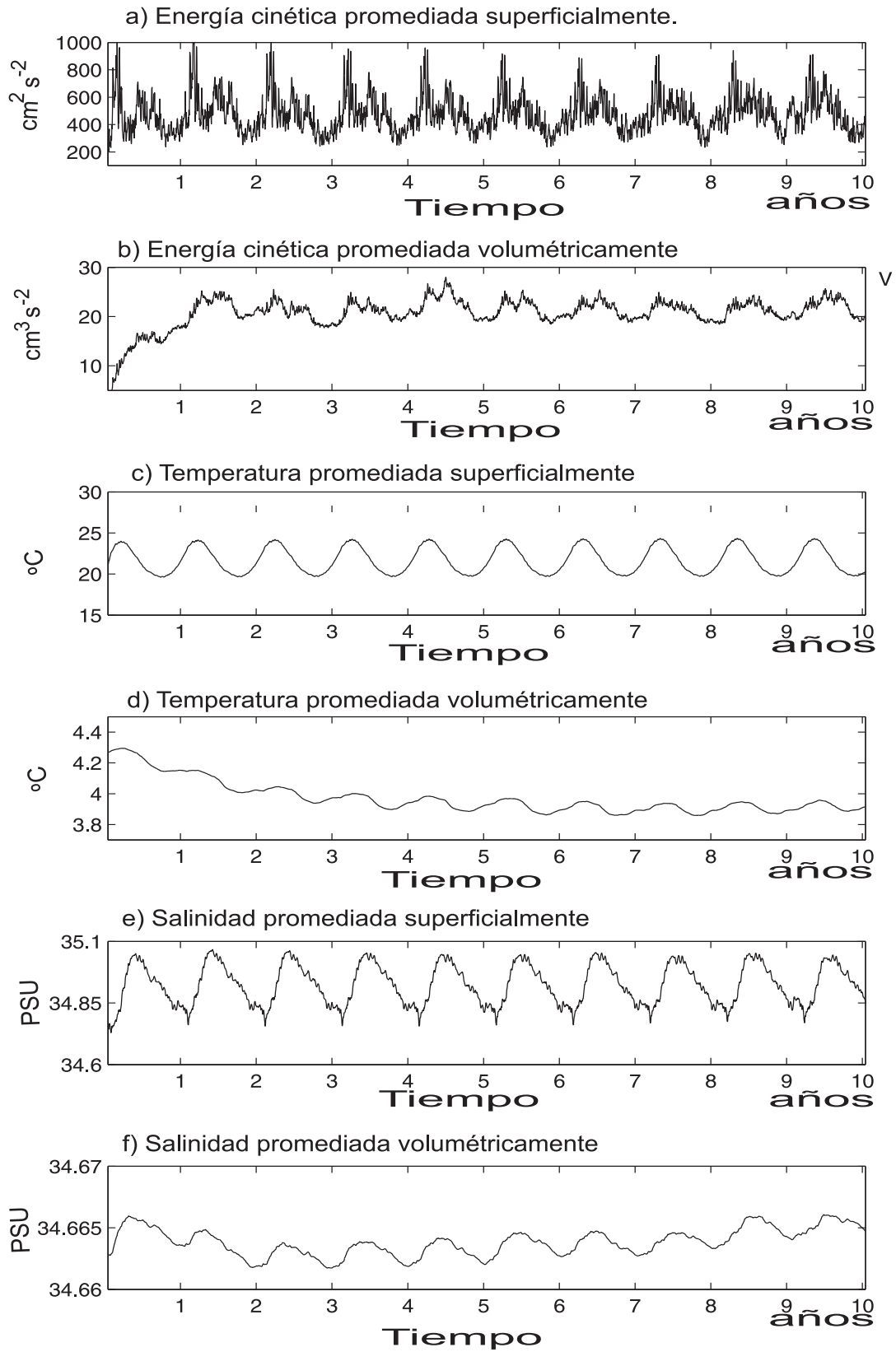


Figura 4.3: Energía cinética de los datos de ROMS forzado con QuikSCAT diario (Datos del modelo ROMS). Como se mencionó anteriormente, en ROMS la energía cinética, implícitamente se refiere a la energía por unidad de masa.

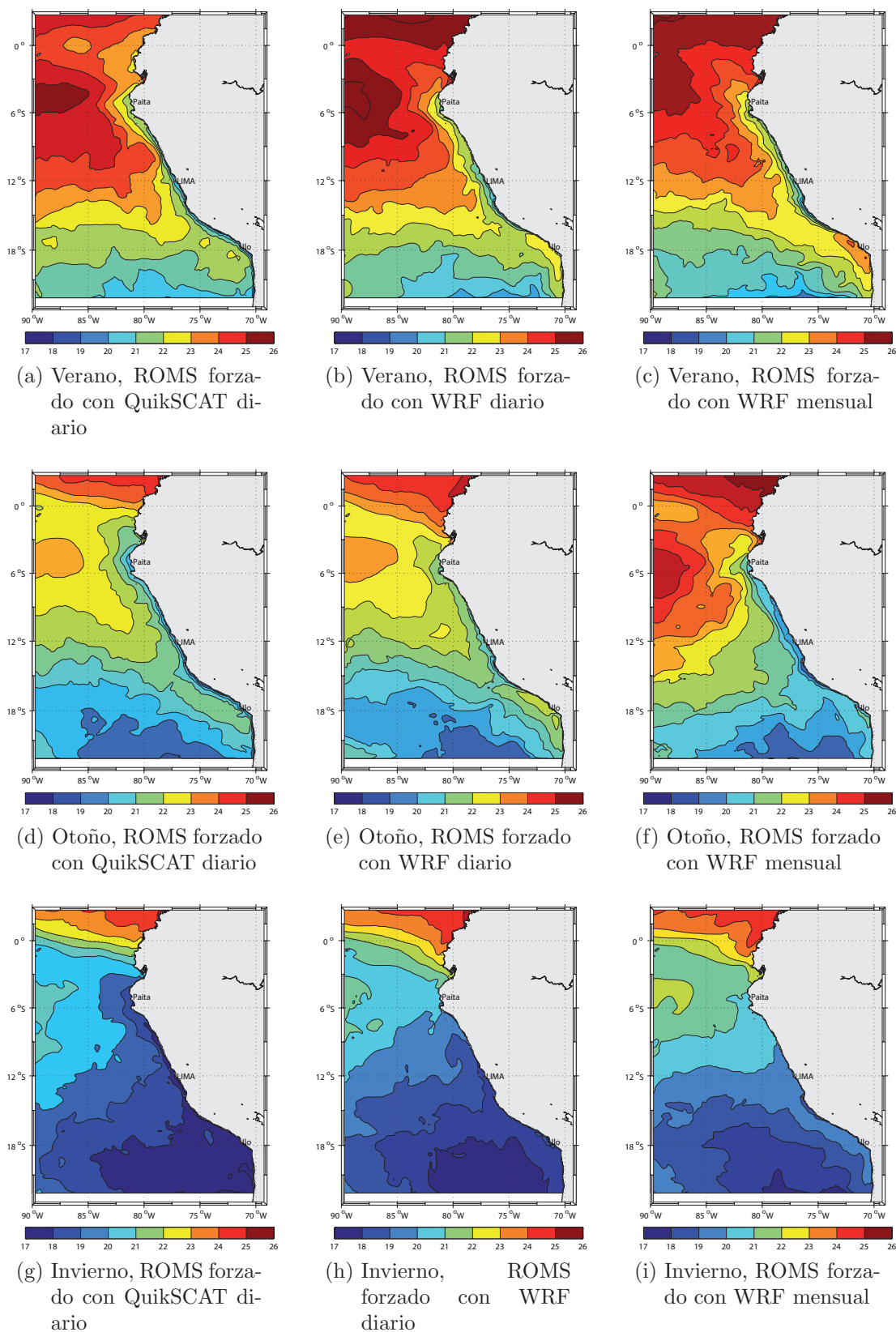


Figura 4.4: TSM estacional para verano, otoño e invierno del 2000, simulada forzando ROMS con: Datos diarios de QuikSCAT (Columna izquierda), datos diarios de WRF (columna central), y datos mensuales de WRF (columna derecha). La barra de colores varía desde los 17°C (azul), hasta los 26°C (guinda), con incrementos de 1°C.

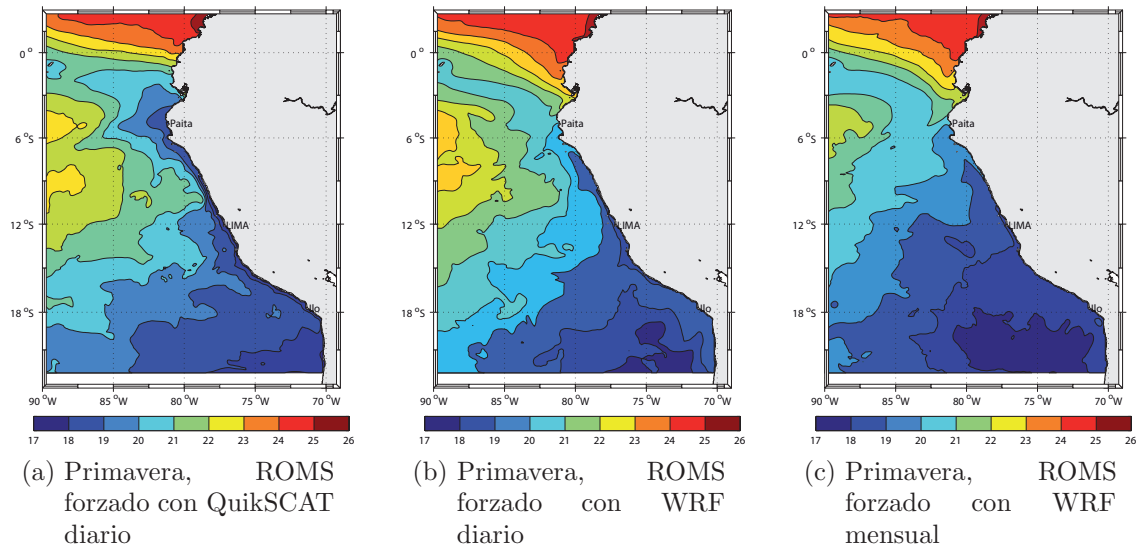


Figura 4.5: TSM estacional para la primavera del 2000, simulada, forzando ROMS con: Datos diarios de QuikSCAT (Columna izquierda), datos diarios de WRF (columna central), y datos mensuales de WRF (columna derecha). la barra de colores varía desde los 17°C (azul), hasta los 26°C (guinda), con incrementos de 1°C.

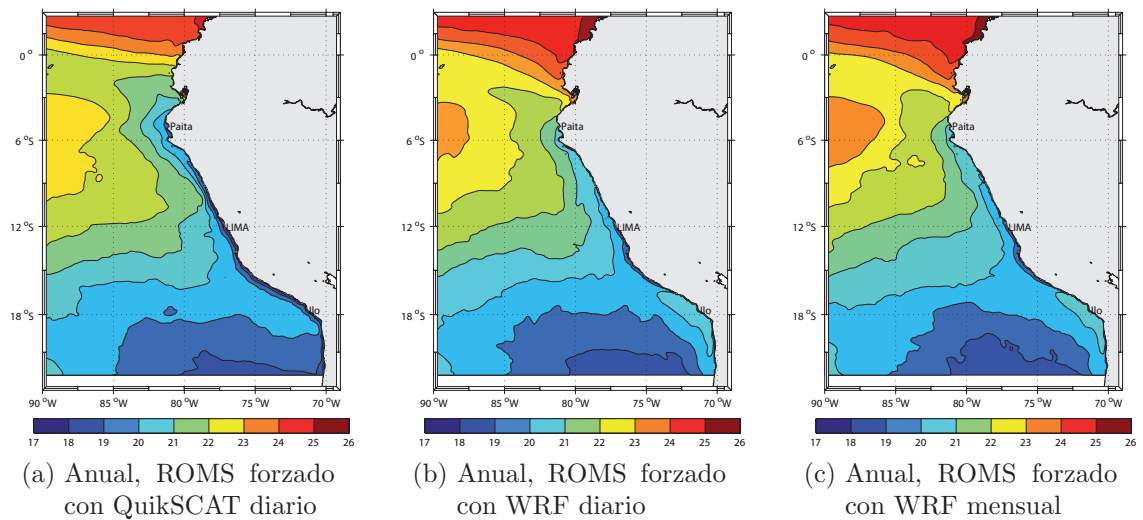


Figura 4.6: Promedio anual de la temperatura superficial del mar simulada, forzando ROMS con: Datos diarios de QuikSCAT, datos diarios de WRF y datos mensuales promedios de WRF, respectivamente. La barra de colores varía desde los 17°C (azul), hasta los 26°C (guinda), con incrementos de 1°C.

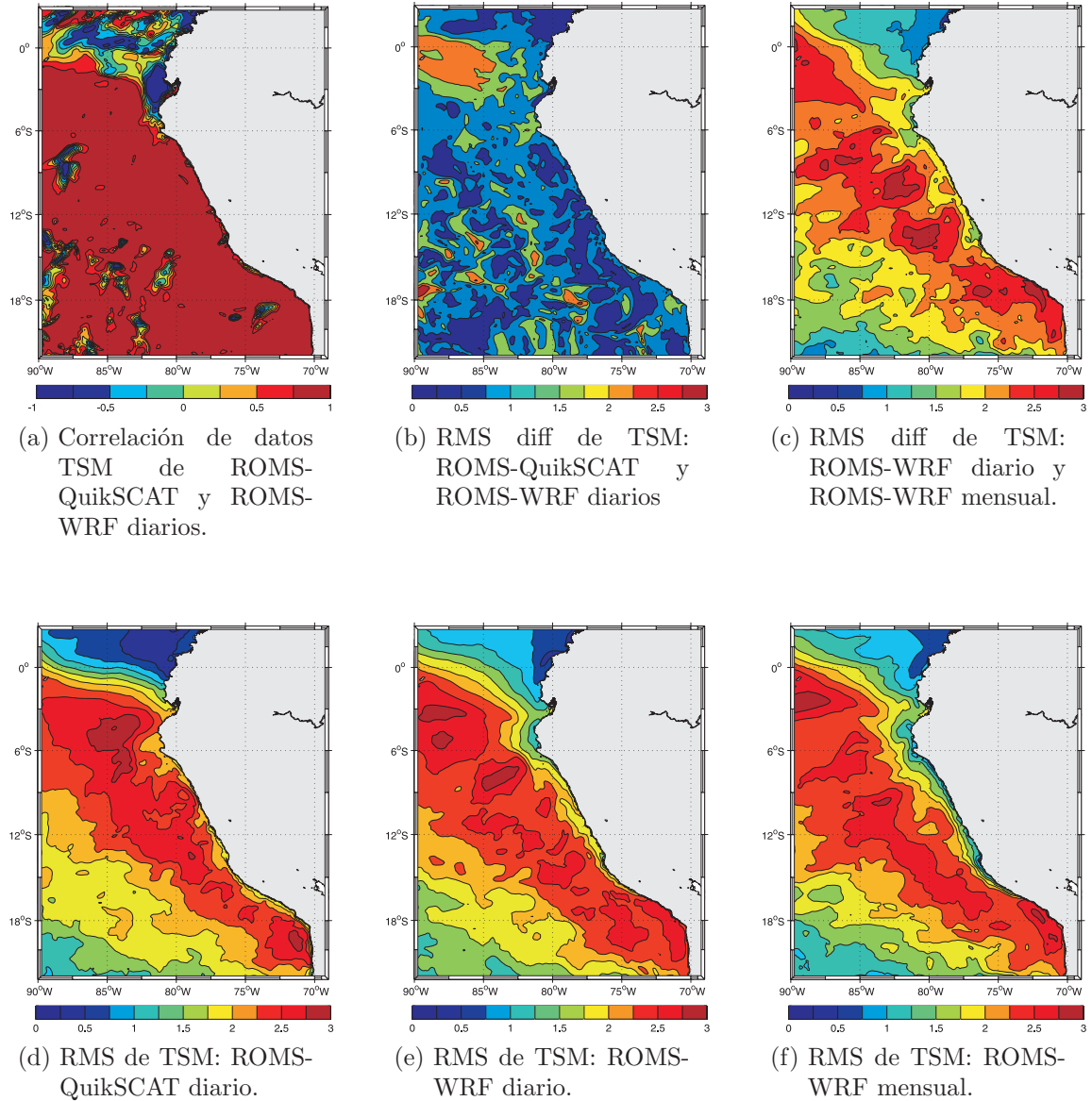


Figura 4.7: (a) Correlación entre datos de TSM simulados: ROMS - WRF diario y ROMS - QuikSCAT diario. La barra de colores varía desde azul (-1), hasta guinda (1), con incrementos de 0.25°C . (b) RMS diff de TSM: ROMS-QuikSCAT y ROMS-WRF diarios (c) RMS diff de los datos de TSM: ROMS-WRF diario y ROMS-WRF mensual. (d) RMS de TSM: ROMS-QuikSCAT. (e) RMS de TSM: ROMS-WRF diario. (f) RMS de TSM: ROMS-WRF mensual. La barra de colores para las Figuras b-f varían desde azul (0°C), hasta guinda (3°C), con incrementos de 0.25°C .

4.4. Nivel del Mar

En las Figuras 4.8a-i y 4.9a-c, se presenta los valores estacionales de la elevación de la superficie del mar o nivel del mar (NM) ², para las simulaciones de ROMS con los forzantes utilizados. Los valores de NM fueron obtenidos efectuando promedios de los datos para el período de 3-10 años de simulación ³. Los datos de la simulación de ROMS-QuikSCAT son tomados como referencia, ya que han sido debidamente validados (Penven et al., 2005), con la diferencia que en ese caso se utilizaron anomalías del NM. Los datos de NM simulados, forzados con datos de WRF y QuikSCAT, al igual que para el caso de la TSM, presentan estructuras de NM similares para todas las estaciones del año y también para el promedio anual. Las similitudes que se puede observar son la franja amarilla de 4 – 8 cm de elevación que nace cerca al ecuador a los 90°O de longitud y un núcleo de valores mínimos de NM, a los 20°S de latitud - 72°O de longitud. Además, en todos los casos, los datos muestran una variación estacional marcada de NM, principalmente en las zonas circundantes a la línea ecuatorial, donde se presentan oscilaciones significativas en los valores de NM, como por ejemplo la línea de los 0 cm de nivel del mar, que durante el otoño e invierno es desplazada por los vientos hacia el norte, y durante la primavera y verano, cuando la intensidad de los vientos disminuye, se desplazan hacia el sur del área de estudio.

La oscilación estacional del Nivel del Mar, mencionada arriba, está ubicada al norte de 3°S de latitud, en las tres fuentes de datos, similarmente al caso de las figuras de TSM. Para el caso de la estación de verano, los valores del nivel del mar toman su

²El NM se obtiene a partir de la variable zeta (z), que incluye variables dependientes del tiempo con respecto a un punto de referencia ($zeta = 0$) que es una superficie geopotencial, cuando no hay ninguna fuerza del gradiente de presión asociado. Los valores de Nivel del Mar ($zeta$) son calculados a partir de la ecuación de divergencia de las velocidades integradas sobre la vertical (programa step2d.F del código fuente de ROMS).

³Se realizaron 10 simulaciones consecutivas para los datos del año 2000 y se les denomina años de simulación, para este estudio se tiene 10 años de simulación. los primeros 2 años de simulación son descartados, por que el modelo pasa por un proceso de estabilización

máximo valor, en la franja de los $3^{\circ}S$ de latitud (Figuras 4.8a, 4.8b y 4.8c), debido a que los vientos Alisios se encuentran debilitados (Figuras 3.6a, 3.6b y 3.6c). Conforme los vientos se intensifican, los valores de nivel del mar en la franja de los $3^{\circ}S$ disminuyen, llegando a su mínimo valor durante los meses de invierno (Figuras 4.8g, 4.8h, 4.8i), cuando los vientos Alisios toman su máximo valor dentro de la zona de estudio (Figuras 3.6g-i y 3.7a-c). Este comportamiento estacional del nivel del mar está de acuerdo al comportamiento descrito de datos satelitales de NM (Penven et al., 2005).

Además, se puede observar otro tipo de oscilación a lo largo de la costa peruana. En invierno, estación donde se producen los máximos índices afloramiento, el NM es mínimo a lo largo de la costa, tanto en ROMS-QuickSCAT (Figura 4.8g) y ROMS-WRF diario y mensual (Figura 4.8h). La curva de nivel, con valores cero (0) en el NM, que en el verano se encuentran a la altura de la ciudad de Lima ($12^{\circ}S$ de latitud), se desplazan hacia el norte en las estaciones de otoño e invierno.

Durante todas las estaciones del año, el NM en las zonas circundantes al Ecuador, presenta mayores valores que los de la zona sur del área de estudio, relacionado con el transporte de masas de agua por el viento. Además la estructura de las líneas de igual nivel del mar, presentan similitud con las correspondientes a las figuras de velocidad horizontal del viento y esfuerzo de viento.

Los valores de NM disminuyen, al aumentar la distancia perpendicular hacia la costa, tomando su valor mínimo aproximadamente a los 500-600 km de distancia, comportandose de manera similar a los perfiles de viento mostrados en las figuras 3.23 y 3.24.

4.5. Cortes Transversales

En esta sección sólo se presentan los resultados de las simulaciones de ROMS - WRF diario y ROMS - WRF mensual, para estudiar sensibilidad de las simulaciones con esos forzantes. En las Figuras 4.10 y 2.2 se puede observar que entre las latitudes $7^{\circ}S$ - $14^{\circ}S$ (desde puerto Eten, $6.9^{\circ}S$ hasta Pisco $13.7^{\circ}S$ de latitud), el perfil costero no presenta variaciones significativas en su orientación, ni en su estructura batimétrica, pudiendo tratarse como si en esa sección fuera una línea recta (Penven et al., 2005). Por lo tanto se puede considerar que el sistema de afloramiento del Perú se encuentra en condiciones cuasi-homogéneas en esta sección del océano, por que el ángulo de la costa no tiene mayores variaciones en esta zona (Penven et al., 2005). Es por ello que se presentan dos cortes transversales entre esas latitudes, para ver la estructura de las corrientes sub - superficiales.

Se utilizó ROMSTOOLS (www.roms.mpl.ird.fr), para efectuar cortes transversales frente a las ciudades de Chimbote y Pisco (Figura 4.10). Los cortes abarcan, en la horizontal, desde la costa, hasta los 300 km de distancia perpendicular al perfil costero (Figura 4.10) y en la vertical, desde la superficie hasta los 1000m de profundidad, frente a la costa de las ciudades de Chimbote y Pisco.

Cada una de las figuras 4.11a, 4.11b, 4.11c y 4.11d, se ha dividido en dos partes (separadas por la línea blanca horizontal), para resaltar los procesos de la capa superior (0 – 100 m). La parte superior presenta la capa de 0 – 100 m de profundidad, donde la escala vertical esta dividida cada 20 m. En la parte inferior del gráfico, se presenta la capa de 100 – 1000 m, con escala horizontal que varia cada 100 m. La escala horizontal varia de 0 – 300 km, con intervalos de 20 km para ambos casos.

En las Figuras 4.11a y 4.11b, se ilustra los cortes transversales de los datos simulados con ROMS-WRF diario y ROMS-WRF mensual, realizados frente a la ciudad de

Chimbote. En estos gráficos, se observa que el comportamiento de las corrientes oceánicas está de acuerdo a las descripciones realizadas basadas en observaciones directas, que demuestran que el flujo superficial es predominantemente hacia el Ecuador (“*equatorward*”) y el flujo sub - superficial se dirige hacia el polo sur (“*poleward*”) (Brink et al., 1983). La distribución de las corrientes es diferente para la simulación con datos diarios y mensuales de WRF, lo que demuestra que los resultados del modelo son sensibles a la resolución temporal de los forzantes.

Las corrientes superficiales simuladas con datos diarios (ROMS-WRF diario), presenta una corriente superficial mas profunda y que ocupa mayor área que la simulación con datos mensuales (ROMS-WRF mensual). Además, para ambos casos se presenta un núcleo de velocidades sub - superficiales, que se dirigen hacia el Polo Sur con velocidades mayores a 10 cm/s . La profundidad de los núcleos mencionados son de 50 m , para la simulación ROMS-WRF diario y de 100 m para ROMS-WRF mensual.

También de presenta los cortes transversales de la simulación ROMS-WRF diario (Figura 4.11c) y ROMS-WRF mensual (Figura 4.11d) frente a la ciudad de Pisco. Para este caso, los resultados de las dos simulaciones tienen mayor similitud entre sí que para el anterior (Chimbote), además, que el núcleo de la corriente está más cercano de la costa, con una profundidad de 100 m aproximadamente.

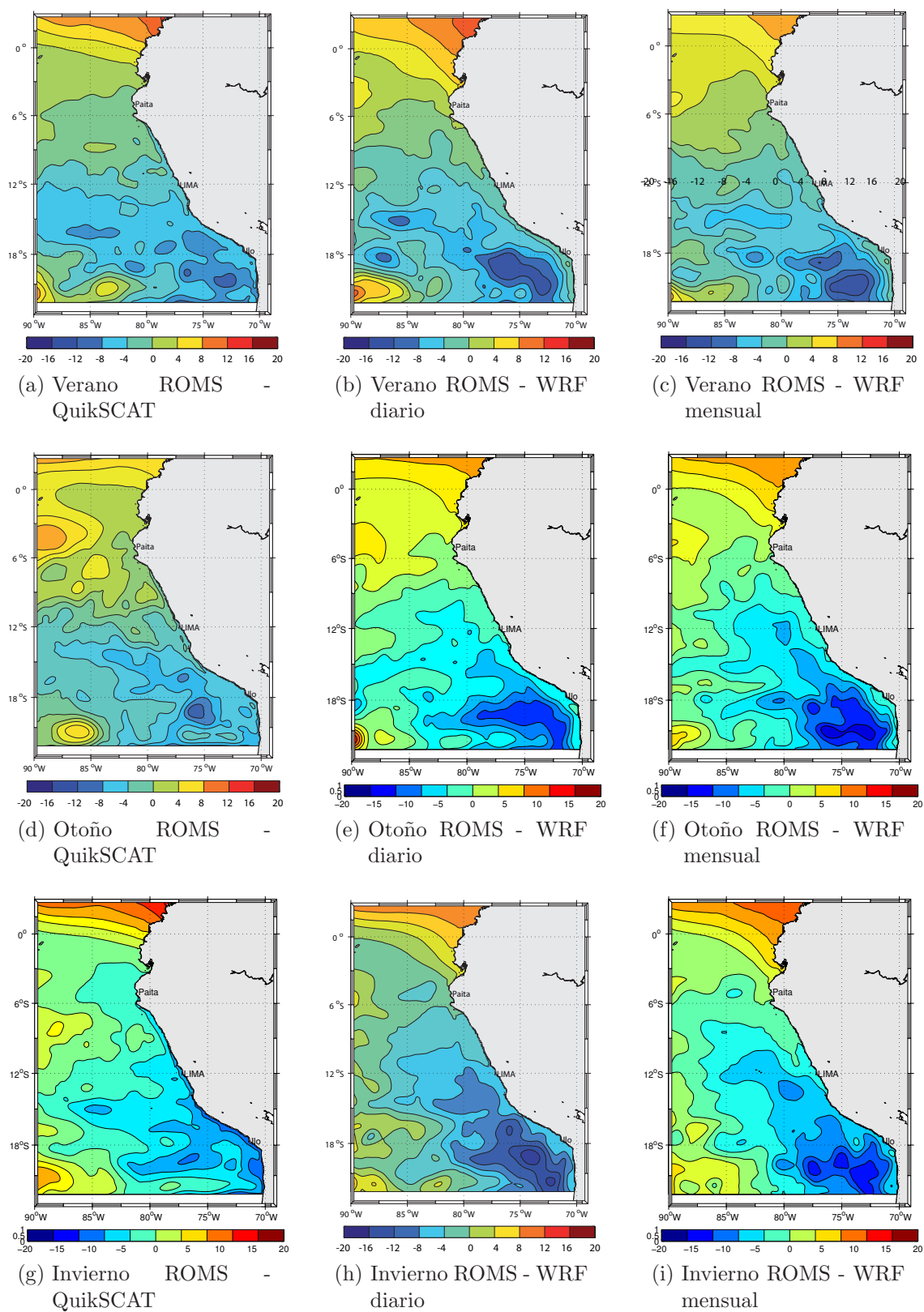


Figura 4.8: Nivel del mar obtenido con ROMS, forzado con datos de QuikSCAT diario, WRF diario y WRF mensual, para las estaciones de Verano, Otoño e Invierno. Los colores indican el Nivel del mar y varía desde -20 cm (violeta) hasta 20 cm (guinda), con intervalos de contorno de 4 cm (Datos del modelo ROMS).

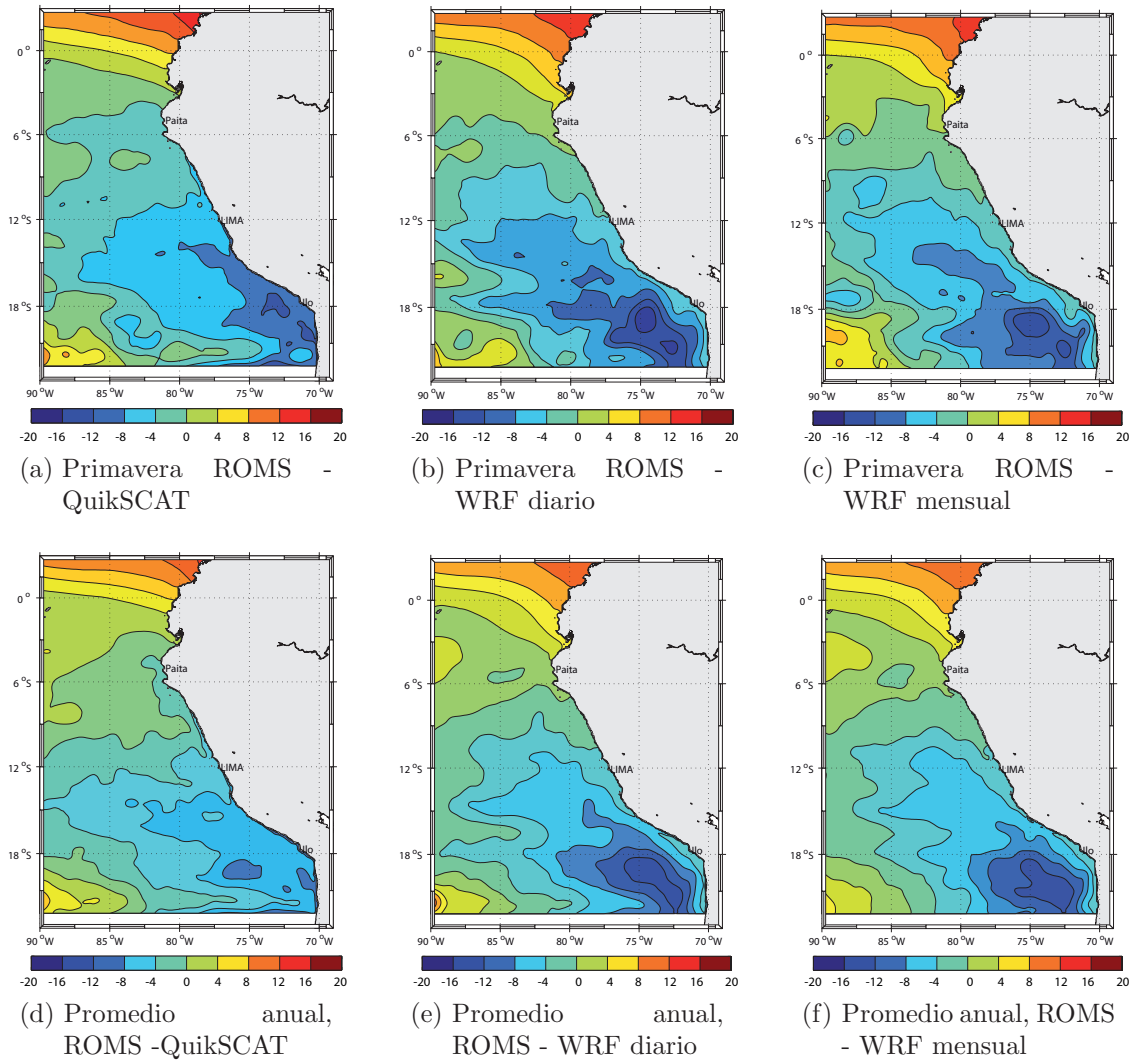


Figura 4.9: Nivel del mar obtenido con ROMS, forzado con datos de QuikSCAT diario, WRF diario, y WRF mensual para la estación de Primavera y para el promedio anual. Los colores indican el Nivel del mar y varía desde -20 cm (violeta) hasta 20 cm (guinda), con intervalos de contorno 4 cm (Datos del modelo ROMS).

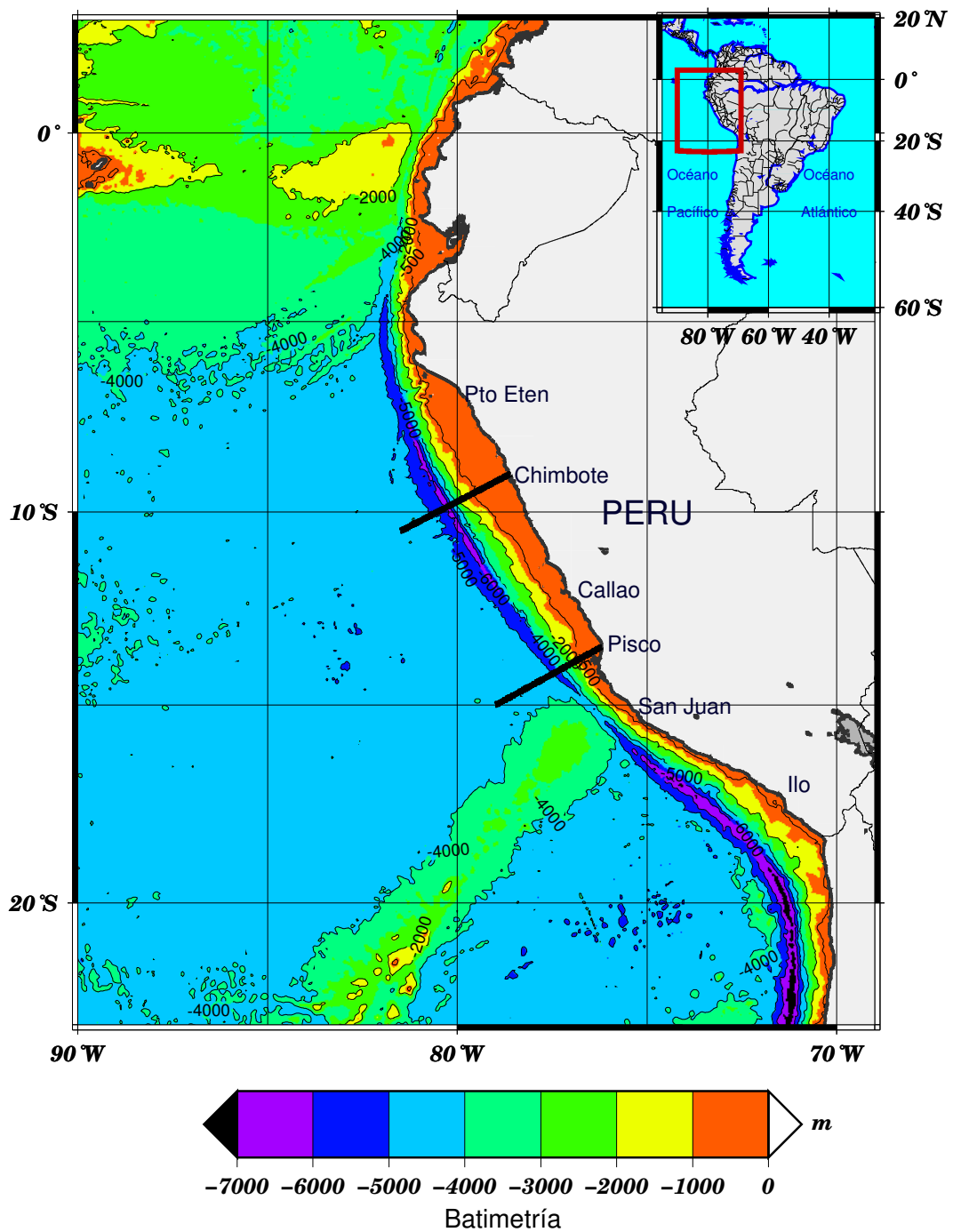


Figura 4.10: Ubicación de los cortes transversales frente a las ciudades de Chimbote y Pisco.

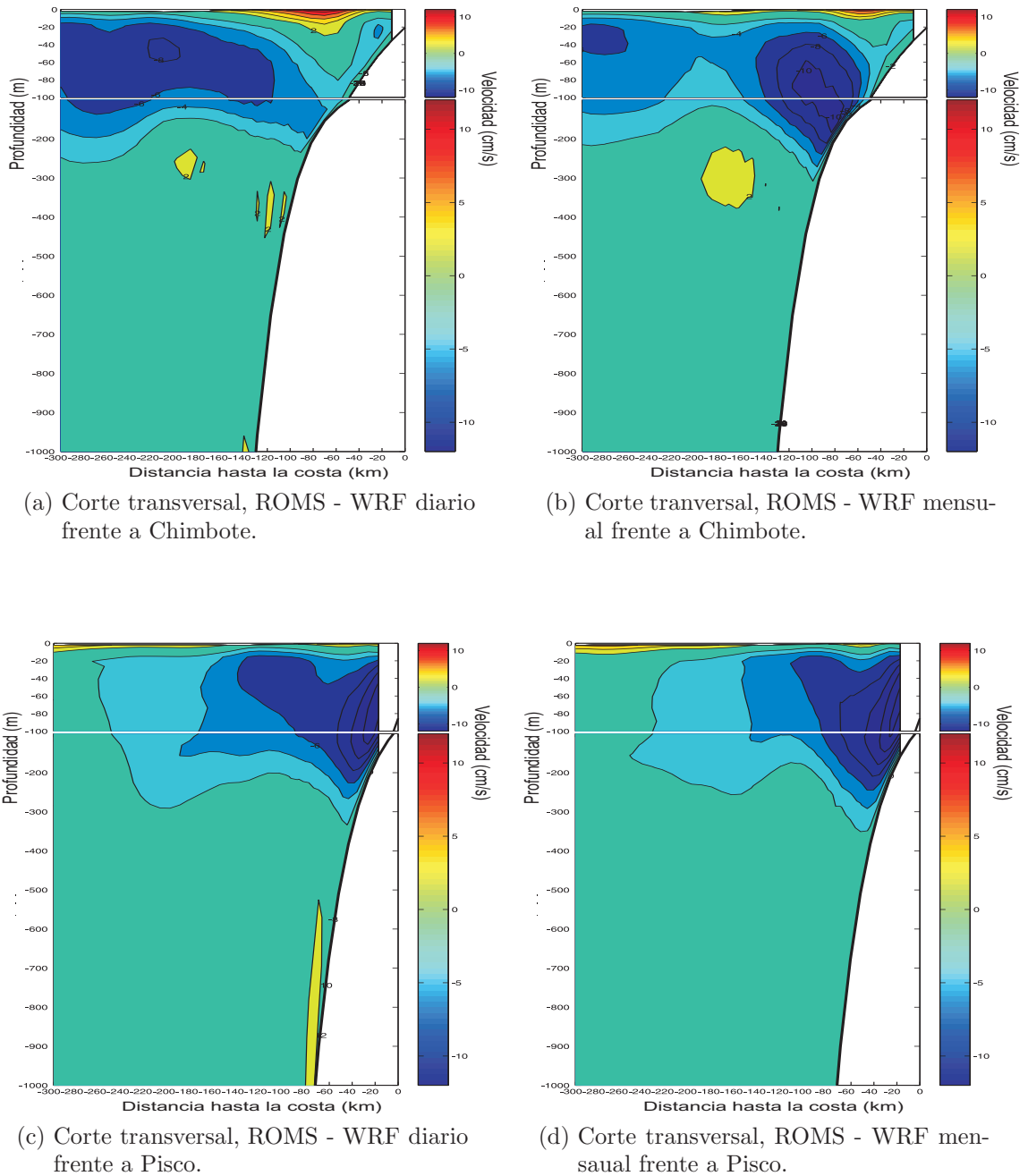


Figura 4.11: Cortes transversales frente a las ciudades de Chimbote (superior) y Pisco (inferior), desde la costa hasta los 300 km de distancia. Las líneas de corte se presentan en la figura 4.10. Cada una de las figuras a, b, c y d, han sido divididas en dos partes (separadas por la línea blanca horizontal), para resaltar los procesos de la capa superior (0 – 100 m). La parte superior presenta la capa de 0 – 100 m de profundidad, donde la escala vertical está dividida cada 20 m. En la parte inferior del gráfico, se presenta la capa de 100 – 1000 m, con escala horizontal que varía cada 100 m. La escala horizontal varía de 0 – 300 km, con intervalos de 20 km para todos los casos.

Capítulo 5

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presente tesis de Licenciatura a sido realizada con el apoyo de IMARPE e IRD, con el principal objetivo de realizar una simulación numérica de la circulación oceánica sobre una parte del Océano Pacífico Suroriental, utilizando el Modelo Numérico de Circulación Oceánica “*Regional Oceanic Model*” (ROMS), empleando como forzante el tensor esfuerzo generado por la acción del viento, generado mediante simulaciones con el modelo “*The Weather Research And Forecasting Model*” (WRF). Este objetivo se cumplió, ya que se logró instalar el modelo WRF y ROMS para simular la circulación atmosférica y oceánica dentro del área de estudio.

Los objetivos específicos están orientados a demostrar que los datos de viento del modelo atmosférico de alta resolución WRF describe adecuadamente la circulación atmosférica superficial en el área de estudio. Estos objetivos también estan dirigidos a comprobar que patrones de circulación oceánica obtenida mediante simulaciones de ROMS - WRF diaria y ROMS - WRF mensual, están de acuerdo con las descripciones realizadas en la literatura científica. Los tres primeros objetivos específicos fueron cumplidos, pero el cuarto no se logró concluir, debido a que no se pudieron conseguir datos de las estaciones océano - meteorológicas ubicadas a lo largo de la costa del Perú.

5.1. Discusión

Como se mencionó en secciones anteriores, la finalidad de este estudio, fue la implementación del modelo ROMS y WRF, para efectuar simulaciones sobre el área de estudio y demostrar que los resultados obtenidos mediante las simulaciones presentan un buen grado de realismo, comparada con datos observados. Es por ello que los datos obtenidos mediante simulaciones con modelos atmosféricos, pueden ser utilizadas en las simulaciones con modelos de circulación oceánica regional, ante la escasez de forzantes atmosféricos observados. Este es un nuevo campo de investigación que se desarrolla debido a los múltiples problemas existentes para encontrar datos observados sobre la atmósfera y el océano. El presente estudio desde su concepción fue ambicioso, ya que considera la modelación de la circulación atmosférica y de la circulación oceánica, considerando además la validación de los datos obtenidos mediante simulaciones numéricas con datos provenientes de la observación satelital. Debido a la amplitud del estudio, muchos temas se trataron sólo superficialmente, y muchos otros fueron excluidos, quedando muchos aspectos pendientes para ser estudiados en posteriores trabajos de investigación.

Se consideró que los datos, obtenidos mediante simulación con el modelo de circulación atmosférica WRF, son útiles para reemplazar a los forzantes atmosféricos observados, en las simulaciones con modelos de circulación oceánica, y en particular con el modelo ROMS. Para ello se realizó un análisis comparativo entre los datos observados de QuikSCAT y WRF, donde se comprobó que los datos del modelo, reproducen adecuadamente los patrones de circulación atmosférica superficial. También se estudió la sensibilidad del modelo oceánico ROMS, ante los forzantes atmosféricos obtenidos mediante el modelo WRF, a resolución diaria y mensual.

Algunos aspectos importantes que pueden ser tratados por un estudio posterior,

son:

- Desarrollar una plataforma acoplada Océano - atmósfera, a escala regional.
- Estudiar la sensibilidad del sistema de corrientes oceánicas al forzamiento de flujos de calor simulado.
- Estimar el afloramiento, a partir de la velocidad vertical del modelo ROMS.
- Extender el estudio a escalas temporales más largas (interanuales, periodo El Niño).
- Efectuar la validación de las velocidades del viento y de las corrientes oceánicas, con datos de observación de cruceros oceanográficos y estaciones costeras.
- Mejorar la performance de los datos cercanos a la costa utilizando toda la información existente, observacional y de modelado de alta resolución.
- Analizar la información satelital, y comprobar su precisión con los datos de observación directa (cruceros).
- Utilizar simulaciones con modelos atmosféricos, para realizar estudios más extensos de la circulación atmosférica a diferentes niveles verticales
- Realizar estudios detallados de las simulaciones con el modelo ROMS, y utilizar información observacional de cruceros y estaciones océano - meteorológicas, para conocer mayores detalles de la circulación en el Océano Pacífico Suroriental.

5.2. Conclusiones

Del desarrollo del presente trabajo, se puede establecer las siguientes conclusiones:

1. Se obtuvo buenos resultados simulando la circulación atmosférica utilizando el modelo WRF, para el año 2000, con una resolución espacial de 90 km, con grilla anidada de 30 km. Esta simulación se realizó para una parte del Océano Pacífico Suroriente, comprendida entre las latitudes $3^{\circ}N - 23^{\circ}S$ y longitudes $90^{\circ}O - 69^{\circ}O$.
2. Se obtuvo buenos resultados, con la simulación de la circulación oceánica sobre el área de estudio, utilizando el Modelo Numérico de Circulación Oceánica “*Regional Oceanic Model*” (ROMS), empleando como forzante el tensor esfuerzo generado por la acción del viento. Los vientos son obtenidos de observaciones satelitales de QuikSCAT y simulaciones efectuadas con el modelo atmosférico WRF.
3. Los análisis de variabilidad (RMS) y correlación, muestran el alto grado de similitud entre los datos de viento superficial simulados con el modelo WRF y de QuikSCAT, por lo que se concluye que los datos obtenidos mediante simulación numérica, con el modelo atmosférico WRF, reproduce adecuadamente la circulación atmosférica sobre el área de estudio.
4. El ciclo estacional de la circulación oceánica obtenida con ROMS-WRF, reproduce la intrusión de aguas cálidas durante el verano y la intensificación del frente de afloramiento y la lengua de agua fría extendiéndose a lo largo del Ecuador durante el invierno. Esto prueba la calidad de las corrientes superficiales simuladas con ROMS - WRF, que reproduce bien los patrones de temperatura superficial del mar. Los patrones estacionales de Salinidad y nivel del mar, obtenido mediante la simulación de ROMS - WRF, también está de acuerdo

a las descripciones científicas realizadas sobre el área de estudio.

5. Las diferencias principales entre las simulaciones de ROMS - QuikSCAT y ROMS - WRF se presenta en la zona adyacente a la costa, esto se debe a que los datos cerca de la costa de QuikSCAT son obtenidos mediante extrapolación, lo que origina que presente corrientes exageradamente intensas en la zona costera.
6. La simulación ROMS - WRF diario, presenta mejores resultados que la simulación ROMS - WRF mensual, lo cual comprueba que la resolución temporal sobre el forzante atmosférico tiene gran influencia sobre el realismo de las simulaciones con modelos oceánicos.

Apéndice A

ECUACIONES BÁSICAS DE UN MODELO ATMOSFÉRICO

De acuerdo al enunciado de Bjerknes, el pronóstico de las condiciones atmosféricas debe basarse en las leyes de la física. Él sostuvo que el las condiciones atmosféricas pueden ser adecuadamente descritas por siete variables primarias: presión, temperatura, densidad del aire, contenido de agua del aire, y tres componentes de velocidad del viento. Las ecuaciones que describen el cambio de estas variables y que deben ser resueltas por cualquier modelo atmosférico son: la la ecuación de conservación de la masa de aire, la segunda ley de Newton del movimiento, la ley del gas ideal (Ecuación de Estado), la la ecuación hidrostática, y la ecuación de energía termodinámica (Jacobson, 2005).

En las expresiones presentadas en este estudio, se denotan las cantidades vectoriales en **negrita** y las escalares en *cursiva*:

1. Conservación de la masa de aire:

Considerando un elemento de volumen $\delta x \delta y \delta z$ fijado sobre un marco de referencia cartesiano, el flujo neto que pasa a través de las superficies que limitan al volumen mencionado es $-\nabla \bullet (\rho \mathbf{v})$, y debe ser igual a la acumulación de masa dentro de el volumen $(\frac{\partial \rho}{\partial t})$. Matemáticamente se expresa de la siguiente manera:

$$-\nabla \bullet (\rho \mathbf{v}) = \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (\text{A.1})$$

(Holton, 2004)

donde ρ es la densidad, \mathbf{v} la velocidad y t es el tiempo. Se obtiene una forma alternativa de la ecuación de conservación de masa aplicando la identidad

$$\nabla \bullet (\rho \mathbf{v}) \equiv \rho \nabla \bullet \mathbf{v} + \mathbf{v} \bullet \nabla \rho \quad (\text{A.2})$$

y la relación

$$\frac{D}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \bullet \nabla \quad (\text{A.3})$$

para obtener:

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \nabla \bullet \mathbf{v} = 0 \quad (\text{A.4})$$

(Holton, 2004).

2. Conservación de la cantidad de movimiento:

Si asumimos que las únicas fuerzas que actúan en la atmósfera son el gradiente de la presión atmosférica, la gravedad terrestre, y la fricción, podemos expresar la segunda ley de Newton como:

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -\mathbf{v} \bullet \nabla \mathbf{v} - \frac{1}{\rho} \nabla p - g\mathbf{k} - 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} + \mathbf{F}_r \quad (\text{A.5})$$

(Holton, 2004)

Donde \mathbf{v} es la velocidad, t tiempo, ρ la densidad, p presión, g aceleración de la gravedad y $\boldsymbol{\Omega}$ es la velocidad angular de un punto sobre la superficie de la Tierra. El término $\partial \mathbf{v} / \partial t$, representa la aceleración local. $\mathbf{v} \bullet \nabla \mathbf{v}$ es la aceleración advectiva, $\frac{1}{\rho} \nabla p$ es la fuerza debida al gradiente de presión, $g\mathbf{k}$ es el término gravitacional (\mathbf{k} es el vector unitario paralelo al eje \mathbf{z} , $2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}$, es el término de Coriolis, y \mathbf{F}_r representa las fuerzas de fricción (Holton, 2004).

3. Ecuación de Estado:

La ecuación de estado describe la relación entre la presión, volumen y temperatura absoluta de un gas real. La ley del gas ideal describe esta relación, donde se cumple que el producto de la presión y el volumen del gas es proporcional a la temperatura absoluta. Un gas real puede ser considerado como ideal sólo si las fuerzas intermoleculares son pequeñas. Esto se cumple cuando las presiones son suficientemente bajas o las temperaturas son lo suficientemente altas. Bajo condiciones atmosféricas normales de temperatura y presión, la ley del gas ideal proporciona un error menor al 0.2 por ciento para el aire seco y vapor de agua en comparación con una ecuación de estado completa para un gas real. Así, la ley del gas ideal razonablemente puede ser considerada como ecuación de estado.

La ley del gas ideal se expresa como una combinación de la ley de Boyle, la ley de Charles, y la ley de Avogadro. En 1661, Robert Boyle (1627-1691) encontró que cuando se duplica la presión ejercida sobre un gas a temperatura constante, el volumen del gas se reduce a la mitad. Esta relación se manifiesta en la ley de Boyle,

$$p \propto \frac{1}{V} \quad a \text{ temperatura constante} \quad (\text{A.6})$$

(Jacobson, 2005)

donde p es la presión ejercida sobre el gas en (hPa), y V es el volumen encerrado por el gas (m^3 o cm^3). La ley de Boyle describe la compresibilidad de un gas, cuando se ejerce alta presión sobre el mismo, como sucede en la baja atmósfera, el gas se comprime (su volumen disminuye) hasta que se ejerce una presión igual a la de sus alrededores. Cuando se ejerce poca presión sobre un gas, como sucede en la alta atmósfera, el gas se expande hasta que la presión sea igual a la de sus alrededores.

En 1787, Jacques Charles (1746-1823) descubrió que el aumento de la temperatura absoluta de un gas a presión constante aumenta del volumen del gas. Esta relación se manifiesta en la ley de Charles,

$$V \propto T \quad a \text{ presión constante} \quad (\text{A.7})$$

(Jacobson, 2005)

donde T es la temperatura del gas en grados Kelvin (K). La ley de Charles consiste en que, a presión constante, el volumen de un gas debe disminuir cuando la temperatura disminuye. puesto que los gases cambian de fase a líquidos o sólidos a 0 K , la ley de Charles no se pueden extrapolar a 0 K .

Amedeo Avogadro (1776-1856) realizó la hipótesis de que volúmenes iguales de diferentes gases, en las mismas condiciones de temperatura y presión contienen el mismo número de moléculas. En otras palabras, el volumen de un gas es proporcional al número de moléculas de gas presentes, independiente del tipo

de gas. Esta relación se denomina ley de Avogadro y se expresa de la siguiente manera:

$$V \propto n \quad \text{a presión y temperatura constante} \quad (\text{A.8})$$

(Jacobson, 2005)

donde n es el número de moles de gas. El número de moléculas en un mol es constante para todos los gases y está dada por el número de Avogadro, $A = 6.0221367 \times 10^{23} \text{ Molec.mol}^{-1}$. La combinación de la ley de Boyle, la ley de Charles, y la ley de Avogadro, da como resultado la ley del gas ideal o la ecuación de estado simplificada. Esta ecuación puede expresarse como:

$$p = n \frac{R^* T}{V} = \frac{nA}{V} \left(\frac{R^*}{A} \right) T = N k_\beta T \quad (\text{A.9})$$

(Jacobson, 2005)

donde R^* es la constante universal de los gases ($0.0831451 \text{ m}^3 \text{ hPa mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ó $8.31451 \times 10^4 \text{ cm}^3 \text{ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), $N = \frac{nA}{V}$ es la concentración ó número de moléculas por unidad de volumen de gas (moléculas de gas por metro cúbico o por centímetro cúbico de aire), y $K_\beta = \frac{R^*}{A}$ es la constante de Boltzmann, en unidades de $1.380658 \times 10^{-25} \text{ m}^3 \text{ hPa K}^{-1} \text{ molec.}^{-1}$ ó $1.380658 \times 10^{-19} \text{ cm}^3 \text{ hPa K}^{-1} \text{ molec.}^{-1}$.

La ecuación A.9 puede ser usada para relacionar la presión parcial ejercida por un gas con su concentración. En 1803, John Dalton (1766-1844) encontró la presión atmosférica total, es igual a la suma de las presiones parciales de los gases individuales en una mezcla. Esta es la ley de Dalton de la presión parcial, según la cual cada componente de una mezcla de gases ejerce la misma presión

que si fuera el único que ocupara todo el volumen de la mezcla, a igualdad de temperatura, de modo que la presión total de la mezcla es igual a la suma de las presiones de cada gas por separado si ocupara todo el volumen de la mezcla y estuviese a la misma temperatura. Matemáticamente, la presión parcial del gas q es:

$$p_q = N_q k_\beta T \quad (\text{A.10})$$

Donde N_q es la concentración del gas (molec cm^{-3}). La presión atmosférica total viene a ser:

$$p_a = \sum_q p_q = k_\beta T \sum_q N_q = N_a k_\beta T \quad (\text{A.11})$$

(Jacobson, 2005)

Donde N_a es la concentración del aire, determinado por la suma de las concentraciones individuales. La presión atmosférica total también puede escribirse como $p_a = p_d + p_v$, donde p_d es la presión parcial ejercida por aire seco, y p_v es la presión parcial ejercida por el vapor de agua. Similarmente la concentración de moléculas de aire puede ser escrito como $N_a = N_d + N_v$, donde N_d es la concentración de aire seco, y N_v es la concentración de vapor de agua.

El aire seco está compuesto por todos los gases que existen en la atmósfera, excepto el vapor de agua. En el Cuadro A.1 se observa que el N_2 , O_2 , Ar , y CO_2 constituyen el 99.996 del aire seco, por lo tanto todos demás gases pueden ser ignorados, sin producir mucho error en el cálculo de la presión del aire seco.

La presión parcial está relacionada densidad y concentración del aire seco a través de la **ecuación de estado para el aire seco**

Gases Fijos	Porcentaje (%)	concentración (ppmv)
Nitrógeno (N_2)	78.08	780 000
Oxígeno (O_2)	20.95	209 500
Argón (Ar)	0.93	9 300
Neón (Ne)	0.0015	15
Helio (He)	0.0005	5
Kriptón (Kr)	0.0001	1
Xenón (Xe)	0.000005	0.05
Gases Variables		
Vapor de Agua (H_2O)	0.00001 - 4.0	0.1 - 40 000
Dióxido de Carbono (CO_2)	0.0375	375
Metano (CH_4)	0.00017	1.8
Ozono (O_3)	0.000003 - 0.001	0.03 - 10

Cuadro A.1: Concentración promedio de los primeros 100 km en la atmósfera de la Tierra (Jacobson, 2005).

$$p_d = \frac{n_d R^* T}{V} = \frac{n_d m_d}{V} \left(\frac{R^*}{m_d} \right) T = \rho_d R' T = \frac{n_d A}{V} \left(\frac{R^*}{A} \right) T = N_d k_B T \quad (A.12)$$

(Jacobson, 2005)

Donde p_d es la presión parcial del aire seco (hPa), n_d es el número de moles de aire seco, m_d es el peso molecular del aire seco, ρ_d es la densidad del aire seco ($kg\ m^{-3}$ ó $gr\ cm^{-3}$), y R' es la constante de los gases para el aire seco. El peso molecular de aire seco es un promedio de los pesos de N_2 , O_2 , Ar , y CO_2 . El valor estándar de m_d es $28.966\ gr\ mol^{-1}$. La densidad, concentración, y constante de gas para el aire seco es, respectivamente:

$$\rho_d = \frac{n_d m_d}{V} \quad N_d = \frac{n_d A}{V} \quad R' = \frac{R^*}{m_d} \quad (A.13)$$

(Jacobson, 2005)

Donde R' tiene un valor de $2.8704\ m^3\ hPa\ kg^{-1}\ K^{-1}$ ó $2870.3\ cm^3\ hPa\ gr^{-1}\ K^{-1}$.

4. Ecuación Hidrostática:

En la atmósfera de la Tierra, la densidad del aire, la presión y la temperatura, cambian con la altitud. La densidad del aire es la masa de aire por unidad de volumen de la misma, donde dentro de la masa de aire están considerados todos los gases, las partículas de aerosoles. La densidad del aire disminuye exponencialmente con la altura (Figura 2.1 a, del texto de Jacobson(2005)). La densidad del aire es mayor cerca de la superficie de la Tierra, debido a la atracción gravitacional. El concepto “*ideal*” de la presión atmosférica es el peso (fuerza) de aire sobre un plano horizontal, dividido por el área del plano. A este tipo de presión de aire se denomina presión hidrostática, que es la presión debida únicamente al peso de aire en una columna por encima de una altitud dada. La Presión es hidrostática, sólo si el aire no tiene aceleración sobre el eje vertical. La suposición de que la presión es hidrostática, es razonable cuando la presión promediada sobre un área horizontal de gran tamaño ($> 2 - 3\text{km}$ de diámetro) y fuera de un sistema de tormenta, ya que las aceleraciones verticales en estos casos son generalmente pequeñas. En áreas pequeñas ($< 2.3 \text{ km}$ de diámetro) y fuera de un área de tormenta, puesto que la aceleración en tales casos, generalmente, es pequeña (Jacobson, 2005).

La presión hidrostática del aire a cualquier altura $z(m)$ sobre el nivel del mar se calcula integrando el producto de la densidad del aire y la gravedad desde la parte superior de la atmósfera hasta la altitud z , como se muestra en la siguiente ecuación:

$$p_a(z) = \int_z^{\infty} \rho_a(z) g(z) dz \quad (\text{A.14})$$

(Jacobson, 2005)

Donde $p_a(z)$ es la presión en función de la altitud en Pa. ($1 \text{ Pa} = 1 \text{ N m}^{-2} =$

$0.001hPa$), $\rho_a(z)$ es la densidad del aire en función de la altitud, en $kg\ m^{-3}$ (Figura 2.1 a, del texto de Jacobson(2005)), y $g(z)dz$ es la atracción gravitacional ($m\ s^{-2}$). En la atmósfera la presión disminuye exponencialmente cuando la altitud se incrementa y la gravedad disminuye linealmente al aumentar la altura (Figura 2.1 b y c, del texto de Jacobson(2005)).

Se puede expresar la variación de la presión con la altitud o ecuación hidrostática en forma diferencial como:

$$dp_a = -\rho_a g dz \quad (A.15)$$

(Salvy, 1996).

Donde la presión, densidad y gravedad son funciones de la altitud z , pero para simplificar los parentesis, de esas funciones se han omitido. El signo negativo se debe a que la presión disminuye al aumentar la altura. La ecuación hidrostática describe que la fuerza gravitacional por unidad de volumen de aire $-\rho_a g dz$ compensa exactamente el gradiente de presión por unidad de volumen, dirigido hacia arriba $\frac{\partial p_a}{\partial z}$.

5. Ecuación de la Energía Termodinámica:

Cuando se aplica a la atmósfera, la primera ley de la termodinámica relaciona el cambio de la temperatura de una parcela de aire debido a la transferencia de energía entre la parcela y su entorno, y el trabajo realizado sobre, o por la parcela. La primera ley se utiliza para obtener la ecuación de energía termodinámica, que da la velocidad de cambio de la temperatura de la atmósfera debido a la transferencia de energía y trabajo. Se puede expresar la primera ley de la termodinámica aplicada a la atmósfera, de la siguiente manera:

$$dQ^* = dU^* + dW^* \quad (\text{A.16})$$

(Jacobson, 2005)

Donde dQ^* (J) es llamado término de calentamiento diabático, que es la energía transferida entre una parcela de aire y su entorno; dU^* (J) es el cambio de energía interna de la parcela; y dW^* (J) es el trabajo realizado por, o sobre la parcela. Cuando $dQ^* > 0$, la energía es transferida desde el entorno, hacia la parcela y el proceso es endotérmica. Cuando $dQ^* < 0$, la energía es transferida desde la parcela, hacia el entorno, y el proceso es exotérmica. Cuando $dW^* > 0$, el trabajo es realizado por la parcela. Cuando $dW^* < 0$, el trabajo es realizado sobre la parcela. La ecuación A.16 indica que, si se proporciona energía a una parcela de aire, parte de ella se utiliza en el cambio de energía interna (y temperatura) de la parcela, y el resto se utiliza para realizar trabajo (Jacobson, 2005).

Renombrando las variables de la ecuación A.16, tenemos:

$$dQ = \frac{dQ^*}{M_a} \quad dU = \frac{dU^*}{M_a} \quad dW = \frac{dW^*}{M_a} \quad (\text{A.17})$$

donde $M_a = M_d + M_v$ es la masa de la parcela de aire (kg), que consiste de masa de aire seco M_d y vapor de agua M_v . Entonces, la ecuación A.16, con las variables de la ecuación A.17, se escribe:

$$dQ = dU + dW \quad (\text{A.18})$$

(Jacobson, 2005)

Cuando el aire se expande, el trabajo es realizado por el aire es $dW^* = p_a dV$, y el trabajo realizado por unidad de masa de aire es :

$$dW = \frac{dW^*}{M_a} = \frac{P_a dV}{M_a} = p_a d\alpha_a \quad (\text{A.19})$$

En esta ecuación, dV es el cambio en el volumen de aire, y:

$$\alpha_a = \frac{V}{M_a} = \frac{1}{\rho_a} \quad (\text{A.20})$$

(Jacobson, 2005)

α_a es el volumen específico de aire. Al producirse una expansión del volumen de aire, la presión disminuye. En tal caso el trabajo es realizado por el aire y $dV > 0$. Cuando la parcela de aire desciende a zonas de alta presión, se comprime y, el trabajo es realizado sobre la parcela. EN ese caso $dV < 0$. Cuando $dQ \neq 0$, existe transferencia de energía, entre la parcela de aire y su entorno. En la atmósfera, la mayor fuente (sumideros) de energía externa es el calentamiento radiativo (enfriamiento) , condensación (evaporación), deposición (sublimación), y congelamiento (fusión).

La primera ley de la termodinámica se puede aproximar en términos de la temperatura virtual en lugar de la temperatura cono:

$$dQ = \frac{1 + 0.856q_v}{1 + 0.608q_v} c_{p,d} - \alpha_a dp_a \approx c_{p,d} dT_v - \alpha_a dp_a \quad (\text{A.21})$$

(Jacobson, 2005)

donde $q_v = \omega_v \rho_v / \rho_a = \omega_v / (1 + \omega_v)$; $\rho_a = \rho_d + \rho_v$ es la densidad del aire húmedo; $\omega_v = \rho_v / \rho_d$ es la proporción de mezcla de vapor de agua;

$c_{p,d} = 1004.67 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ a 298 K , es el calor específico del aire seco a presión constante; y $T_v = T(1 + 0.608q_v)$ es la temperatura virtual.

La temperatura del aire es afectada por la transferencia de energía y trabajo. Procesos de transferencia de energía incluyen la conducción, la turbulencia mecánica, la turbulencia térmica, advección, y la radiación. La energía es liberada al aire durante la condensación de vapor de agua, la deposición de vapor de agua, la congelación de agua líquida, reacciones químicas exotérmicas, y el decaimiento radiactivo. La energía es extraída del aire en la fusión del hielo, la sublimación del hielo, y la evaporación de agua líquida.

Una ecuación que describe los cambios de energía en la atmósfera puede ser derivada de la combinación de la primera ley de la termodinámica con la ecuación de continuidad para el aire. diferenciando la ecuación A.21 con respecto al tiempo, reemplazando $\alpha_a = 1/\rho_a$ y ordenando tenemos la ecuación de la energía termodinámica como :

$$\frac{dT_v}{dt} \approx \frac{1}{c_{p,d}} \frac{dQ}{dt} + \frac{1}{c_{p,d}} \frac{dp_a}{dt} \quad (\text{A.22})$$

Diferenciando $\theta_v = T_v(1000/p_a)^k$ con respecto al tiempo, para obtener la ecuación anterior en términos de la temperatura potencial virtual, se tiene:

$$\frac{d\theta_v}{dt} = \frac{dT_v}{dt} \left(\frac{1000}{P_a} \right)^k + T_v k \left(\frac{1000}{p_a} \right)^{k-1} \left(-\frac{1000}{p_a^2} \right) \frac{dp_a}{dt} = \frac{\theta_v}{T_v} \frac{dT_v}{dt} - \frac{k\theta_v}{p_a} \frac{dp_a}{dt} \quad (\text{A.23})$$

(Jacobson, 2005)

Luego de algunas operaciones se obtiene la ecuación de la energía termodinámica, que se expresa de la siguiente manera:

$$\frac{d\theta_v}{dt} + (\mathbf{v} \bullet \nabla) \theta_v = \frac{1}{\rho_a} (\nabla \bullet \rho_a \mathbf{K}_h \nabla) \theta_v + \frac{\theta_v}{c_{p,d} T_v} \sum_{n=1}^{N_{e,h}} \frac{dQ_n}{dt} \quad (\text{A.24})$$

(Jacobson, 2005)

donde: $N_{e,h}$ es el número de fuentes y sumideros de energía diabática; Q_n son las fuentes y sumideros de energía diabática, donde $n = 1, 2, \dots, N_{e,h}$ y

$$K_h = \begin{pmatrix} K_{h,xx} & 0 & 0 \\ 0 & K_{h,yy} & 0 \\ 0 & 0 & K_{h,zz} \end{pmatrix}$$

es el tensor de difusión turbulenta para la energía; $K_{h,xx}$, $K_{h,yy}$ y $K_{h,zz}$ son los coeficientes de difusión turbulenta en las direcciones x, y y z repectivamente (Jacobson, 2005).

Apéndice B

ECUACIONES DEL MODELO WRF

EL modelo de circulación atmosférica WRF, utiliza las siguientes ecuaciones:

1. Coordenada vertical y Variables

El modelo cuenta con varios módulos, siendo el principal el ARW (Advanced Research Weather). Las ecuaciones de este módulo son formuladas utilizando un sistema de coordenadas verticales de presión hidrostática que se adapta a la forma topográfica, denotada por η y es definida así :

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{\mu} \quad \text{donde} \quad \mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (\text{B.1})$$

p_h es la componente hidrostática de la presión, p_{hs} y p_{ht} se refieren a valores a lo largo de la superficie topográfica y capa superior respectivamente. El sistema coordenado definido, fue propuesto por Laprice ((Laprice, 1992)) y es el sistema coordenado tradicional σ , utilizado en muchos modelos atmosféricos

hidrostáticos. Una práctica común es poner p_{ht} -constante, η disminuye desde 1 en la superficie hasta 0 en la frontera superior del dominio del modelo (Skamarock and Klemp, 2008; Skamarock et al. , 2008), como se muestra en la Figura B.1.

Esta coordenada vertical también es denominada coordenada vertical de masa, porque $\mu(x, y)$ representa la masa por unidad de área dentro de la columna en el dominio del modelo en (x, y) .

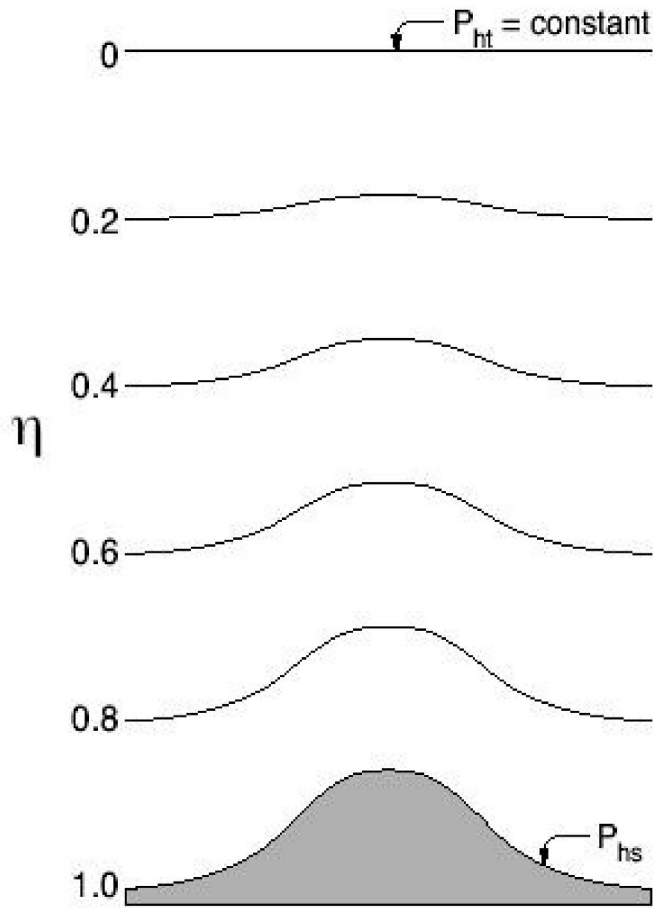


Figura B.1: Coordenada η utilizada en el modelo WRF (Skamarock and Klemp, 2008).

2. Ecuaciones de Euler

Las ecuaciones de Euler son expresadas utilizando la coordenada vertical de

presión hidrostática (Skamarock and Klemp, 2008):

$$U_t + (\nabla \bullet \mathbf{V}u) + P_x(p, \phi) = F_U \quad (\text{B.2})$$

$$V_t + (\nabla \bullet \mathbf{V}v) + P_y(p, \phi) = F_V \quad (\text{B.3})$$

$$W_t + (\nabla \bullet \mathbf{V}w) + P_\eta(p, \mu) = F_W \quad (\text{B.4})$$

$$\Theta_t + (\nabla \bullet \mathbf{V}\theta) = F_\Theta \quad (\text{B.5})$$

$$\mu_t + (\nabla \bullet \mathbf{V}) = 0 \quad (\text{B.6})$$

$$\phi_t + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \bullet \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (\text{B.7})$$

$$(Q_m)_t + (\nabla \bullet \mathbf{V}Q_m) = F_{Q_m} \quad (\text{B.8})$$

Donde $\mu_{(x,y)}$ representa la masa de aire seco por unidad de área, en una columna dentro del dominio del modelo en la posición (x, y) (Skamarock and Klemp, 2008). Las otras variables de flujo empleadas en las ecuaciones anteriores son:

$$\mathbf{V} = \frac{\mu \mathbf{v}}{m} = (U, V, W), \quad \Omega = \frac{\mu \bullet \eta}{m} \quad (\text{B.9})$$

Donde m es un factor de escala, que permite el mapeo de las ecuaciones sobre la esfera, $\mathbf{v} = (u, v, w)$ son las velocidades físicas en las direcciones horizontal

y vertical, mientras que $\omega = \bullet\eta$ es la velocidad “vertical” transformada, θ es la temperatura potencial. $Q_m = \mu q_m$; $Q_m = Q_v, Q_c, Q_i, \dots$, representan la masa de vapor de agua, nube, lluvia, hielo, etc. También aparecen en las ecuaciones gobernantes del ARW, las variables no conservativas $\phi = gz$ (geopotencial), p (presión), y $\alpha = 1/\rho$ (inversa de la densidad o volumen específico). α_d se refiere al volumen específico del aire seco, y α es el volumen específico incluyendo humedad, en todas sus formas (Skamarock and Klemp, 2008), es decir $\alpha = \alpha_d(1 + q_v + q_c + q_i \dots)^{-1}$.

También se usa la relación de diagnóstico para el volumen específico (que es, la relación hidrostática para el aire seco)

$$\phi_\eta = -\alpha_d \mu \quad (\text{B.10})$$

y la ecuación de estado para la humedad atmosférica

$$p = p_0 (R_d \theta (1 + (\frac{R_d}{R_v}) q_v) / p_0 \alpha_d)^\gamma \quad (\text{B.11})$$

$\gamma = c_p/c_v = 1.4$ es la proporción de capacidad calorífica para el aire seco, R_d es la constante de gases para aire seco, R_v es la constante de gases para el vapor de agua y p_0 es una presión de referencia (típicamente 10^5 Pascales).

En las ecuaciones B.2 - B.11, los subíndices x , y , t y η denotan diferenciación parcial

$$Z_\kappa \equiv \frac{\partial Z}{\partial \kappa}$$

y

$$\nabla \bullet \mathbf{V}a = m^2 [\partial_x(Ua) + \partial_y(Va)] + \partial_\eta(\Omega a) \quad (\text{B.12})$$

$$\mathbf{V} \bullet \nabla a = m^2 [U \partial_x a + V \partial_y a] + m \Omega \partial_\eta a \quad (\text{B.13})$$

Donde $Z\kappa$ y a representan variables genéricas. Los términos de gradiente de presión en las ecuaciones B.2, B.3 y B.4 están dados por

$$P_x(p, \phi) = (\alpha/\alpha_d) [-\partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x)]$$

$$P_y(p, \phi) = (\alpha/\alpha_d) [-\partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y)]$$

$$P_\eta(p, \mu) = -gm^{-1} [(\alpha/\alpha_d)p_\eta - \mu]$$

Los términos F_U, F_V, F_W, F_Θ y F_{Q_m} de las ecuaciones B.2 - B.11 y B.8 representan términos forzantes del modelo físico, mezcla turbulenta, proyección esférica, la rotación de la Tierra y humedad (Skamarock and Klemp, 2008). y se encuentran descritos con mayor detalle en Skamarock et al. (2008).

Se utiliza la ecuación de conservación para el aire seco (B.6), para que no intervengan los términos de fuentes ni sumideros. Todas las ecuaciones de previsión B.2 - B.8 son modificadas en forma conservativa a excepción de B.7 que es la derivada material del geopotencial.

3. **Términos de Perturbación** La atmósfera terrestre está fuertemente estratificada y se encuentra aproximadamente en equilibrio hidrostático. A fin de reducir los errores de truncamiento y redondeo en el cálculo de gradiente de presión horizontal y vertical en la solución de las ecuaciones discretizadas, se realiza un cambio de variables termodinámicas en un valor de referencia mas una pertur-

bación: $p = \bar{p}(\bar{z}) + p'$, $\phi = \bar{\phi}(\bar{z}) + \phi' = g\bar{z} + gz'$, $\alpha = \bar{\alpha}(\bar{z}) + \alpha'$, y $\mu = \bar{\mu}(x, y) + \mu'$. El valor de referencia es el balance hidrostático. Porque las superficies definidas por la coordenada η generalmente no son horizontales, los valores de referencia \bar{p} , $\bar{\phi}$ y $\bar{\alpha}$ están en función de (x, y, η) . En el límite superior del dominio del modelo ($\eta = 0$), $p(x, y, 0) = 0$. Con la introducción de las variables de perturbación, los operadores del gradiente de presión son redefinidos de la siguiente manera:

$$P_x(p', \alpha', \phi', \mu') = (\mu\alpha p'_x + \mu\alpha' \bar{p}_x) + (\alpha/\alpha_d)(\mu\phi'_x + p'_\eta \phi_x - \mu' \phi_x) \quad (\text{B.14})$$

$$P_y(p', \alpha', \phi', \mu') = (\mu\alpha p'_y + \mu\alpha' \bar{p}_y) + (\alpha/\alpha_d)(\mu\phi'_y + p'_\eta \phi_y - \mu' \phi_y) \quad (\text{B.15})$$

$$P_\eta(p', \mu') = -m^{-1}g(\alpha/\alpha_d)[p_{\eta'} - \bar{\mu}_d(q_v + q_c + q_r)] + m^{-1}\mu'g \quad (\text{B.16})$$

y la relación hidrostática B.10 para aire seco resulta:

$$\phi'_\eta = -\bar{\mu}\alpha'_d - \alpha_d\mu'_d \quad (\text{B.17})$$

Las ecuaciones B.2 - B.8, usando la formulación de perturbación B.14 - B.17, conforman las bases para la discretización de las ecuaciones gobernantes para el modelo WRF (Skamarock and Klemp, 2008).

4. Discretización temporal

Las soluciones de las ecuaciones del modelo son en forma de ondas, entretanto en las soluciones existen ondas lentas que representan los fenómenos meteorológicos de interés y también existen ondas rápidas - ondas sonoras. Las ondas sonoras son de poco o ningún interés para la meteorología, pero deben ser resueltas para mantener la estabilidad de la solución. Como tienen alta frecuencia, ellas

exigen que el intervalo del tiempo Δt sea menor que de las ondas meteorológicas. Si todos los cálculos del modelo se hicieran utilizando este pequeño Δt , el costo computacional - temporal sería muy alto, haciendo inútil la previsión. Los investigadores que desarrollaron el modelo optimizaron varias técnicas para resolver las ondas acústicas separadamente de las demás ondas, las cuales pueden utilizar un Δt apropiado. El WRF utiliza una de esas técnicas, un esquema de integración por pasos de tiempo. Las ondas lentas son resueltas utilizando el método de Runge - Kutta de 3^{er} orden (RK3), mientras que el modo horizontal de propagación de las ondas acústicas es resuelto utilizando un esquema de integración “forward - backward” en el modo vertical, con un esquema implícito utilizando un Δt para ondas rápidas. La solución de las ondas sonoras es aplicada como una corrección en el RK3. El esquema de RK3 integra un sistema de ecuaciones diferenciales usando un predictor - corrector (Skamarock and Klemp, 2008). Las variables son definidas como $\Phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$ y en las ecuaciones del modelo, $\Phi_t = R(\Phi)$, son necesarios 3 pasos para avanzar a una solución de $\Phi(t)$ a $\Phi(t + \Delta t)$ (Skamarock and Klemp, 2008):

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (\text{B.18})$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (\text{B.19})$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (\text{B.20})$$

donde Δt es el paso de tiempo utilizado para ondas de baja frecuencia (paso de tiempo del modelo) y los superíndices denotan niveles de tiempo. Con respecto a las ecuaciones de ARW, las derivaciones respecto al tiempo, Φ_t es la derivada parcial (los términos del lado izquierdo) en las ecuaciones B.2 - B.8 y $R(\Phi)$

representa los términos del lado derecho en B.2 - B.8 en adición a los términos de advección (Skamarock and Klemp, 2008).

Para resolver las ondas sonoras, las ecuaciones gobernantes son integradas utilizando un paso de tiempo menor ($\Delta\tau$) dentro del paso de tiempo de RK3 (Δt). En términos de programación, existe un lazo de repetición de RK3. Las ecuaciones serán nuevamente escritas en forma de perturbación, pero en vez de perturbación, es la influencia en la solución de las ondas sonoras en la solución general (Skamarock and Klemp, 2008). ($\Delta t/\Delta\tau$) dentro del paso de tiempo del RK3 (Δt).

$$\mathbf{V}'' = \mathbf{V} - \mathbf{V}^{t*}, \quad \Omega'' = \Omega - \Omega^{t*}, \quad \Theta'' = \Theta - \Theta^{t*} \quad (\text{B.21})$$

$$\phi'' = \phi' - \phi'^{t*}, \quad \alpha_d'' = \alpha_d' - \alpha_d'^{t*}, \quad \mu_d'' = \mu_d' - \mu_d'^{t*} \quad (\text{B.22})$$

donde t^* denota los desvíos del predictor calculado por el RK3 ($\Phi^t, \Phi^*, \Phi^{**}$), en las ecuaciones B.18, B.19 y B.20.

La relación hidrostática (es decir la definición de coordenada vertical) viene a ser

$$\alpha_d'' = -\frac{1}{\mu_{t^*}} (\phi_\eta'' + \alpha_d^{t*} \mu'') \quad (\text{B.23})$$

Para lograr un sistema lineal implícito para los modos verticales de propagación acústica, se introduce una versión de la ecuación de estado que es aproximadamente lineal sobre t^* :

$$p'' = \frac{c_s^2}{\alpha_d^{t*}} \left(\frac{\Theta''}{\Theta_{t^*}} - \frac{\alpha_d''}{\alpha_d^{t*}} - \frac{\mu''}{\mu^{t*}} \right) \quad (\text{B.24})$$

donde $c_s^2 = \gamma p^{t*} \alpha_d^{t*}$ es el cuadrado de la velocidad del sonido. Combinando las

ecuaciones B.23 y B.24, el gradiente de presión vertical puede ser expresado como:

$$p''_{\eta} = (C\phi''_{\eta})_{\eta} + \left(\frac{c_s^2}{\alpha_d^{t^*}} \frac{\Theta''}{\Theta_{t^*}} \right)_{\eta} \quad (\text{B.25})$$

Donde $C = \frac{c_s^2}{\mu^{t^*} \alpha^{t^*2}}$. Teniendo en cuenta las escalas temporales de los modos en meteorología, esta linealización es suficiente para mantener la precisión global de las soluciones. Las variables de perturbación, junto con B.25, se sustituyen en las ecuaciones de pronóstico. Reescribiendo las variables en función de t^* , el sistema que resuelve las ondas acústicas queda de la siguiente forma (Skamarock and Klemp, 2008; Conselvan, 2006):

$$\delta_{\tau} U'' + P_x(p'', \alpha'', \phi'', \mu'')^{\tau} = -\nabla \bullet (\mathbf{V}u)^{t^*} - P_x(p', \alpha', \phi', \mu')^{t^*} + F_U \quad (\text{B.26})$$

$$\delta_{\tau} V'' + P_y(p'', \alpha'', \phi'', \mu'')^{\tau} = -\nabla \bullet (\mathbf{V}v)^{t^*} - P_y(p', \alpha', \phi', \mu')^{t^*} + F_V \quad (\text{B.27})$$

$$\delta_{\tau} \mu'' + \nabla \bullet \mathbf{V}''^{\tau+\Delta\tau} = -\nabla \bullet \mathbf{V}^{t^*} \quad (\text{B.28})$$

$$\delta_{\tau} \Theta'' + \nabla \bullet \mathbf{V}^{\tau+\Delta\tau} = -\nabla \bullet (\mathbf{V}\theta^{t^*} + F_{\Theta}) \quad (\text{B.29})$$

$$\delta_{\tau} W'' + \overline{P''_{\eta}(\phi'', \Theta'', \mu'')^{\tau}} = -\nabla \bullet (\mathbf{V}w^{t^*} - P_{\eta}(p', \mu')^{t^*} + F_W) \quad (\text{B.30})$$

$$\delta_{\tau} \phi'' + \frac{1}{\mu^{t^*}} \left[m\Omega''^{\tau+\Delta\tau} \phi_{\eta} - \overline{gW''^{\tau}} \right] = -\mu^{-1} [\mathbf{V} \bullet \nabla \phi - gW]^{t^*} \quad (\text{B.31})$$

donde

$$P''_{\eta}(\phi'', \Theta'', \mu'') = -m^{-1}g \left[(\alpha/\alpha_d)^{t^*} \left[(C\phi''_{\eta})_{\eta} + \left(\frac{c_s^2}{\alpha_d^{t^*}} \frac{\Theta''}{\Theta_{t^*}} \right)_{\eta} \right] - \mu'' \right] \quad (\text{B.32})$$

los TMD en las ecuaciones B.25 - B.32 son fijados por los pasos acústicos que componen la integración del tiempo para cualquier sub-paso RK3 B.18 - B.20 . Las ecuaciones de paso acústico utilizan operadores de paso de tiempo acústico

discreto (Skamarock and Klemp, 2008), definido como:

$$\delta_\tau a = \frac{a^{\tau+\Delta\tau} - a^\tau}{\Delta\tau} \quad (\text{B.33})$$

$$\bar{a}_\tau = \frac{1+\beta}{2} a^{\tau+\Delta\tau} + \frac{1-\beta}{2} a^\tau \quad (\text{B.34})$$

donde β es un parámetro de descentrado especificado por el usuario. Las ecuaciones B.30 y B.31, con términos de tiempo promediado, constituyen el modo de integración vertical acústico implícito (Skamarock and Klemp, 2008).

5. Discretización espacial

El modelo WRF utiliza una grilla de tipo Arakawa C (Arakawa and Lamb, 1977), para la discretización espacial de las variables. La ventaja de utilizar una grilla de este tipo es evitar el desacoplamiento entre los términos de la ecuación diferencial parcial, que ocurre cuando las variables independientes son resueltas en el mismo punto de grilla. Cuando ocurre ese desacople, se produce una gran imprecisión en el cálculo, siendo necesario aplicar una difusión computacional en las ondas de menor longitud de onda. Además de eso, grillas alternadas de tipo C tienen la ventaja de necesitar un cálculo de medias en la ecuación discretizada apenas para el término de Coriolis. Eso es una gran ventaja porque el WRF es primeramente un modelo de mesoescala. Como la influencia del término de Coriolis en fenómenos representados en esa escala es poco relevante, por eso una grilla de tipo C se torna recomendable (Skamarock and Klemp, 2008).

Apéndice C

ECUACIONES DEL MODELO ROMS

Todos los modelos numéricos oceánicos resuelven de una u otra manera las mismas ecuaciones gobernantes para el movimiento del océano, escrita en un sistema de referencia fijada sobre la Tierra rotante. Estas ecuaciones son las de Navier - Stokes (o más apropiadamente las ecuaciones promediadas de Reynolds para cantidades medias, puesto que el flujo es invariablemente turbulento).

Se resuelve una ecuación de estado que relaciona la densidad del agua de mar con su temperatura, salinidad (y presión) y ecuaciones de conservación con su temperatura y salinidad. También, se resuelven las ecuaciones para las cantidades turbulentas de movimiento, como la escala de velocidades turbulentas (o equivalentemente energía cinética turbulenta), y turbulencia en la macroescala. Para las componentes biológicas y químicas (que no son incluidas en este estudio), se consideran ecuaciones de conservación para especies relevantes con términos apropiados para fuentes y sumideros.

Los modelos oceánicos a escala global y de cuencas, son expresados en coordenadas

esféricas, pero modelos regionales usualmente se formulan en coordenadas cartesianas rectangulares (latitud - longitud o inclinados), o en coordenadas curvilíneas ortogonales locales para las dimensiones horizontales.

El sistema coordenado que se adopta es de mano derecha con origen en la superficie del océano imperturbado (geoide ¹), y con el eje z (llamado x_3 en la notación tensorial), en la dirección vertical, con signo positivo hacia arriba. El eje x (o eje x_1) es tomado en la dirección zonal (positivo hacia el Este); el eje y (eje x_2) está en la dirección meridional, con signo positivo hacia el Norte. Las ecuaciones gobernantes de movimiento son simples formulaciones de conservación de las cantidades físicas asociadas con las partículas del fluido. Para el caso del océano esas son las ecuaciones de conservación de masa, momentum, calor y salinidad. La densidad del fluido es una propiedad fundamental en su dinámica, puesto que determina la inercia del fluido, y sus variaciones de densidad generan un campo gravitacional que determina las fuerzas sobre las partículas del fluido. En el océano, la temperatura y salinidad (o equivalentemente la cantidad de sólidos disueltos determinan la densidad y se deben llevar a cabo relaciones de conservación entre los dos. Para el océano, la ecuación de estado es una función compleja de temperatura y salinidad. La presión del ambiente, usualmente, es dada en forma de una suma de series polinomiales sobre escalas de cuenca. Es posible usar una dependencia lineal de la densidad con la temperatura y salinidad. Pero, en Estuarios y zonas costeras, la fluctuación de ambas, temperatura y salinidad es significativamente grande. Aquí, se trata las ecuaciones gobernantes en un marco de referencia Euleriano, usando notación vectorial. Esto mediante la proporción de cambio de las propiedades descritas en un punto fijo en el espacio.

¹Se denomina geoide (etimológicamente, forma que tiene la Tierra), a la superficie física definida por un determinado potencial gravitatorio (constante en toda la superficie). Para definir el geoide, se adopta arbitrariamente el valor de potencial cuyo geoide asociado se aproxima más a la superficie de los océanos (la superficie media del mar, prescindiendo del oleaje, las mareas, las corrientes y la rotación terrestre, coincide casi exactamente con una superficie equipotencial). La forma del geoide no coincide con la topografía terrestre, modelada por fuerzas tectónicas. Geométricamente, el geoide es parecido a un elipsoide de revolución (Udías y Mézcua, 1986).

Por otro lado, la descripción lagrangiana describe la proporción de cambio de una parcela de fluido. El sistema lagrangiano es más natural para el movimiento de los fluidos, pero es mucho más complejo y rara vez es utilizado en los modelos oceánicos. La ecuación de continuidad o de conservación de masa, puede ser escrita, en notación vectorial de la siguiente manera (Kantha and Clayson, 2000):

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \bullet \mathbf{v} = 0 \quad (\text{C.1})$$

donde

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \bullet \nabla \quad (\text{C.2})$$

Es la derivada total o sustancial, que es la suma de la proporción de cambio debido a variaciones temporales (término de tendencia) y el cambio debido a advección del fluido pasando el punto (término advectivo). La expresión es válida para cualquier fluido compresible.

Sin embargo, para flujos con velocidades bajas, cuyo número de Mach “ M ” (proporción de velocidad de flujo del fluido con la velocidad del sonido C_s) es pequeña $M \ll 1$, el primer término puede ser despreciado y el fluido puede ser tratado como incompresible. Efectos de compresibilidad son pequeños sobre los $M \sim 0.3$. La velocidad del sonido en el agua es de aproximadamente 1500 m.s^{-1} y la velocidad de flujo de circulación en el océano rara vez supera los $2 - 3 \text{ m.s}^{-1}$; Con lo cual resulta $M < 0.002$, por lo tanto, la aproximación incompresible es buena para la circulación oceánica (Kantha and Clayson, 2000).

En la atmósfera M tiene un valor mayor, puesto que la velocidad del sonido es $\sim 300 \text{ m.s}^{-1}$ y las velocidades de flujo alcanzan los $60 - 80 \text{ m.s}^{-1}$; por lo tanto $M < 0.25$ y los efectos de compresibilidad también pueden ser ignorados. De esta manera, considerando el agua de mar como incompresible, se puede escribir (Kantha and Clayson, 2000):

$$\nabla \bullet \mathbf{v} = 0 \quad (\text{C.3})$$

efectuando la divergencia del campo vectorial, obtenemos:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{C.4})$$

donde se considera la velocidad $\mathbf{v} = (u, v, w)$

La ecuación de continuidad puede ser expresada en diferentes sistemas de coordenadas, como por ejemplo en coordenadas cilíndricas toma la forma (Kantha and Clayson, 2000) :

$$\frac{1}{r} \frac{\partial(u_r r)}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{C.5})$$

en coordenadas esféricas:

$$\frac{1}{(r+z)\cos\theta}\frac{\partial(u_\phi)}{\partial\phi} + \frac{1}{(R+z)\cos\theta}\frac{\partial(u_\theta\cos\theta)}{\partial\theta} + \frac{1}{(R+z)^2}\frac{\partial[(R+z^2)u_r]}{\partial z} = 0 \quad (\text{C.6})$$

Además podemos expresar la ecuación de continuidad en notación tensorial :

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0; \quad i = 1, 2, 3 \quad (\text{C.7})$$

donde es invocada la convención de sumación de Einstein.

Si separamos las componentes horizontales y verticales, la ecuación de continuidad, para fluidos incompresibles toma la forma (Kantha and Clayson, 2000) :

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad j = 1, 2 \quad (\text{C.8})$$

También puede expresarse la ecuación descrita en coordenadas ortogonales curvilíneas, dando una gran flexibilidad en el ajuste del modelo a formas complejas de perfil costero. En coordenadas curvilíneas ortogonales se puede escribir (Kantha and Clayson, 2000):

$$\frac{1}{h_1 h_2 h_3} \left[\frac{\partial(h_2 h_3 u_1)}{\partial \xi_1} + \frac{\partial(h_1 h_3 u_2)}{\partial \xi_2} + \frac{\partial(h_1 h_2 u_3)}{\partial \xi_3} \right] = 0 \quad (\text{C.9})$$

Donde ξ_1, ξ_2, ξ_3 son las direcciones coordenadas y h_1, h_2, h_3 es la métrica que define la longitud del elemento de arco en el sistema coordenado. En oceanografía mayormente, sólo las coordenadas horizontales necesitan ser curvilíneas ortogonales. Tomando las coordenadas horizontales curvilíneas ortogonales y la coordenada z cartesiana rectangular se puede escribir:

$$\frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial(h_2 u_1)}{\partial \xi_1} + \frac{\partial(h_1 u_2)}{\partial \xi_2} \right] + \frac{\partial(w)}{\partial z} = 0 \quad (\text{C.10})$$

Donde se consideró $\xi_3 = z$, $h_3 = 1$, y $u_3 = w$ (Kantha and Clayson, 2000). La más importante suposición en modelaje es que el medio (agua del océano) es incompresible. En el estudio de movimientos en el océano y atmósfera, no se toma en cuenta las ondas formadas debido a la compresibilidad del medio. La segunda simplificación importante es ignorar los cambios de densidad en el fluido excepto con fuerzas de cuerpo gravitacionales. Esto es la aproximación de Boussinesq, equivalente a ignorar los cambios de masa (inercia) debido a los cambios de densidad.

El promedio de densidad del agua de mar es 1028 kg.m^{-3} y en la mayoría de los océanos los cambios son menores a $2 - 3 \text{ kg.m}^{-3}$. Sólo cerca de la desembocadura de los ríos y en estuarios, el error debido a despreciar los cambios en densidad es menor a $2 - 3\%$. Los océanos son débilmente estratificados (pero estables), en la vertical, sin embargo esta débil estratificación inhibe grandemente los movimientos verticales, debido al hecho de que los movimientos toman lugar en presencia del campo gravitacional y por lo tanto fuerzas gravitacionales (boyancia), ejercen una mayor influencia sobre los movimientos. Esta es la razón por la que se retiene cambios de densidad en los términos gravitacionales mientras se ignora en los otros casos.

Mientras, es correcto formular una aproximación no - Boussinesq, puesto que los cambios de altura de la superficie del océano debido a expansión y contracción

volumétrica de la columna de agua, por calentamiento - enfriamiento estacional, no pueden ser modelados por un modelo con aproximación de Boussinesq, pero puede ser modelados por separado.

La rotación de la Tierra puede ser considerada constante, dado que los cambios que ocurren en ella, debido a pequeñas variaciones seculares en la duración del día sobre escalas de tiempo de siglos, por la disipación de energía debido a las mareas, es ~ 2.4 milisegundos por cientos de años y cambios de corto plazo sobre escalas de tiempo de horas a años a consecuencia del intercambio de momentum angular entre el manto, núcleo, el océano y la atmósfera es $\sim 0.2ms$ de pico a pico.

La Tierra es cercanamente un esferoide de revolución con elipticidad $\sim 1/298$, cuya forma se calcula de la influencia conjunta del campo gravitacional, más la fuerza centrífuga. Es posible ignorar las diferencias entre el radio Ecuatorial con el polar, y considerar la Tierra como un cuerpo esférico, ya que el radio ecuatorial es alrededor de 0.3 % mayor que el radio polar. El error que se comete al emplear coordenadas esféricas en vez de coordenadas esferoidales es sólo del 0.1 %. Similarmente, la variación altitudinal (debido a variaciones locales por causa de anomalías de densidad en la tierra *sólida* ²) puede ser ignorada. La forma no esférica de la Tierra y su gravedad no uniforme es importante en geodesia. La profundidad del océano en promedio es de 5 km (hasta 10km), es pequenõ comparado con el radio de la Tierra, menor que el 0.08 % del radio terrestre (Kantha and Clayson, 2000).

El término de aceleración gravitacional efectiva que aparece en la ecuación de una Tierra rotante, absorbe al término de la fuerza centrípeta, que es máxima en el Ecuador y mínima (*cero*) en los polos. Esto y la forma de la Tierra no esférica acumulan un error de menos del 0.5 % , cuando se considera un promedio constante de $9.78 m.s^{-2}$

²La expresión Tierra sólida es sólo figurativa, ya que todos los componentes del planeta tienen comportamiento de fluidos rheológicos.

para la aceleración gravitacional.

La conservación del momentum en un marco de referencia inercial, con fuerzas de cuerpo y fricción es (Kantha and Clayson, 2000) :

$$\frac{\partial \mathbf{v}^I}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \bullet \nabla \rho + \nabla \bullet \Phi^I + \frac{\mathbf{F}}{\rho} = 0 \quad (\text{C.11})$$

Apéndice D

ABREVIATURAS

AFWA	: Air Force Weather Agency.
APS	: Anticiclón del Pacífico Sur.
ARPS	: Advanced Regional Prediction System.
ARW	: Advanced Research Weather.
ASCII	: American Standard Code for Information Interchange.
AWK	: Alfred Aho, Peter Weinberger, and Brian Kernighan.
CAPS	: The Center for Analysis and Prediction of Storms.
CCH	: Corriente del Cabo de Hornos.
CCP	: Corriente Costera Peruana (Peruvian coastal current, PCC).
CCPC	: Contra Corriente Perú - Chile.
CES	: Corriente Ecuatorial Sur.
CESS	: Corriente Ecuatorial Subsuperficial.
CFL	: Courant - Friedrichs - Lewy.
CLM	: Capa Límite Marina.
CMCC	: Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático.
COP	: Corriente Oceánica Peruana.

CORPAC	: Corporación Peruana de Aeropuertos y Aviación Comercial.
CSPC	: Corriente Subsuperficial Perú-Chile.
ENSO	: El Niño y la Oscilación del Sur (El Niño - Southern Oscillation).
ETOPO2	: Base de datos de topografía de la U.S. National Geophysical Data Center, 2 minutos de resolución.
FAA	: The Federal Aviation Administration.
FORTTRAN	: Formula Traslation.
FSL	: Forecast System Laboratory.
GMT	: The Generic Mapping Tools.
GNU PLOT	: Gnu Plot.
GrADS	: The Grid Analysis and Display System.
GRIB	: GRIdded Binary.
IGP	: Instituto Geofísico del Perú.
IMARPE	: Instituto del Mar del Perú.
IPCC	: Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático.
IRD	: Instituto Para la Investigación y el Desarrollo, Francia (Institut de Recherche Pour le Développement).
MATLAB	: MATrix LABoratory.
MM5	: Penn State Mesoscale Model.
MMM	: The Mesoscale and Microscale Meteorology.
NCAR	: The National Center for Atmospheric Research.
NCEP	: National Centers for Environmental Prediction.
NetCDF	: Network Common Data Form.

NNR	: NCEP - NCAR Reanalysis.
NOAA	: The National Oceanic and Atmospheric Administration's.
NRL	: Naval Research Laboratory.
NWP	: Numerical weather prediction.
OCCAM	: Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling.
OMM	: Organización Meteorológica Mundial.
PNUMA	: Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente.
QuikSCAT	: Quick Scatterometer.
RAMS	: Regional Atmospheric Modeling System.
RMS	: Root Mean Square.
ROMS	: Regional Oceanic Model.
SC	: Estrato cúmulos.
SCH	: Sistema de Corrientes de Humboldt.
SCP	: Sistema de corrientes del Perú (Perú Currents System, PCS).
SeaWIFS	: Sea-viewing Wide Field of view Sensor.
SLP	: Presión a nivel del Mar (Sea Level Pressure).
SST	: Temperatura superficial del mar. (Sea Surface Temperature).
TMD	: Términos de la mano derecha.
TSM	: Temperatura Superficial del Mar.
UCLA	: University of California, Los Angeles.
WRF	: Weather Research and Forecasting Model.
WOA2000	: Worl Ocean Atlas.
ZCAS	: Zona de Convergencia del Atlantico Sur (South Atlantic convergence zone, SACZ)

ZCIT : Zona de Convergencia Intertropical (Intertropical Convergence Zone, ITCZ).

Referencias

- Aceituno, Patricio, 1996. Elementos del clima del Altiplano. Rev. UPGH 44 37-55.
- Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977. Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. Methods in Computational Physics. Academic Press, 17 173-265.
- Bakun, A., and C.S. Nelson, 1990. The seasonal cycle of wind stress curl in sub-tropical eastern boundary current regions. Journal of Physical Oceanography 21 1815-1834.
- Barber, R.T., and R.L Smith, 1981. Coastal upwelling ecosystems. In A.R. Longhurst (ed.), Analysis of marine ecosystems, Academic Press. Boletín del Instituto del Mar del Perú 2 161-322.
- Bernsen, E., Dijkstra, H., and F. Wubs, 2008. A method to reduce the spin-up time of ocean models. Analysis of marine ecosystems, Academic Press. Ocean Modell. 20 380-392.
- Brink, K. H., D. Halpern, A., Huyer, and R. L. Smith, 1983. The physical environment of the Peruvian upwelling system. Prog. Oceanogr., 12, 185-305.
- Bunker, Andrew, 1976. Computations of surface energy flux and Annual Air-sea interactions cycles of the north atlantic ocean. Mon. Wea. Rev. 104, 1122-1140.

- Capet, X. J., P. Marchesiello, and J.C., McWilliams, 2004. Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13311, doi: 10.1029/2004GL020123.
- Conselvan de Oliveira, Alex, 2006. Implementação do modelo Atmosférico WRF Acoplado com o Modelo Hidrológico TOPMODEL para la Bacia de União da Vitória. Dissertação apresentada ao Universidade Federal do Paraná para a obtenção do grau de Mestre. 87 pp.
- Cushman-Rosin, Benoit, 1994. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Prentice Hall, Englewood Cliff, New Jersey 320 pp
- Enriquez A. G., and C. A. Friehe, 1995. Effects of wind Stress and Wind Stress Curl Variability on Coastal Upwelling, *J. of Phys. Oceanog.*, 25, 1651-1671.
- Esbensen, Steven, and Richard Reynolds, 1981. Estimating monthly averaged air - sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method, *J. Phys. Oceanog.*, 11, 457,506.
- Fissel, D., S., Pond, and M. Miyake, 1977. Computation of surface fluxes from climatological and sinoptic data, *Mon. Wea. Rev.* 105, 26-37.
- Fiedler, P. C., 1994. Seasonal and interannual variability of coastal zone color scanner phytoplankton pigments and winds in the eastern Pacific, *J. Geophys. Res.* 99, 18371-18384.
- García Codron, J.C., Diego Liaño, C. Fdez. de Arróyabe Hernáez, P. Garmendia Pedraja, y D. Rasilla Álvarez, 2004 *Prometeo: Aplicación Operativa de Downscaling Estadístico para la Predicción de Fenómenos Locales. El Clima entre el Mar y la Montaña. Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria, Serie A, no 4, Santander.*

- Garreaud, René, and Patricio Aceituno, 2001. Atmospheric Circulation over South America: Mean features and variability. Chapter 2 in The Geography of South America. T. Vlemen, K. Young and A. Omme, Eds. Oxford University Press.
- Garreaud, R., J. Rutlland, J. H. Fuenzalida, 2002. Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Mean structure and evolution. Mon. Wea. Rev. 130 : 75-88.
- Garreaud, R., and R. Muñoz, 2004. Diurnal cycles of the circulation and low-cloud cover the subtropical southeastern Pacific. J. of Climate, 17, 1, 699-1,710.
- Grell, G. A., Dudhia, J. and Stauffer, D. R., 1994. A description of the fifth generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). Technical report, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA. NCAR/TN-398+STR.
- Haltiner, George J., y Frank Martin, R. T., 1957. Meteorología Dinámica y Física. McGraw-Hill Book Company S.A., nueva York John Wiley and Sons, Inc. 2nd edition, 450 pp.
- Harrison, D. E., 1989. On climatological monthly mean wind stress and wind stress curl fields over the world ocean. J. Climate, 2, 57-71.
- Heburn, George W., and James J. O'Brien, 1980. Numerical Simulation of Coastal Upwelling of the Coast of Perú. Technical report, Mesoscale Air/Sea Interaction Group Department of Meteorology The Florida State University Tallahassee
- Hellerman, S., 1965. Computations of wind stress fields over the Atlantic Ocean, Mon. Wea. Rev. 93, 607-623.
- Hellerman, S., 1967. An updated estimate of the wind stress of the world ocean, Mon. Wea. Rev. 95, 239-244.

- Hendon, Harry, Brand Lienmann and John Glick, 1998. Oceanic Kelvin Waves and Madden-Julian Oscillations, *J. Atmos. Sci.*, 55, 88-101.
- Holton, James, 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Elsevier, Academic Press, Fourth Edition, 535 pp.
- Huthnance, John, 1995. Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. *Prog. Oceanog* 35 353-431.
- Huyer, A., 1980. The offshore structure and subsurface expression of sea level variations off Peru, 1976 - 1977. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1755-1768.
- Jacobson, Mark, 2005. *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. Cambridge University Press, 813 pp.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, and J. Wang, (NCEP Climate Prediction Center) Roy Jenne, Dennis Joseph, 1996. The NCEP/NCAR 40 Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437-471
- Kantha, Lakshmi H. and Clayson, Carol Anne, 2000. *Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes*, International Geophysics series, volume 66, Academic Press, San Diego, 940 pp
- Laprise R., 1992. The Euler Equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Mon. Wea. Rev.* 120 197-207
- Lucimar de Abreú, Magda, 1993. Dynamics of the South American Coastal Desert. *J. of Atmosph. Sci.* 50 2952-2965.
- O'Brien, James, 1979. Equatorial Oceanography. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 17, No 7, 1569-1575.

- Orlansky, Isidoro, 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bulletin of American Meteorology Society, 56, No 5, 527-530
- Pachauri, R.K. y A. Reisinger, 2007. Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 pp.
- Penven, P., Roy C., Lutjeharms, J.R.E., Colin de Verdière, A., Johnson, A., Shillington, F., Fréon, P., Brundrit, G., 2001. A regional hydrodynamic model of the Southern Benguela. South African Journal of Science 97, 472-476.
- Penven, P., J. Pasapera and J. Tam, 2003 A model of the Peru upwelling system. Globec Newsletter
- Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, and J. Tam, 2005 Mean circulation, seasonal cycle and mesoscale dynamics of the Peruvian Upwelling System : a modelling approach. Journal of Geophysical Research, in press.
- Pielke, R. A., Mcnider, R. T., Walko, R. L., Tremback, C. J., Nicholls, M. E.; Moran, M. D., Welsby, D. A., Lee, T. J., Copeland, J. H. A 1992. comprehensive meteorological modeling system. - rams. Meteor. Atmos. Phys., v. 49, p. 69 - 91.
- Pizarro, Oscar, Shaffer, G., Dewitte, B. and Ramos, M. 2002. Dynamics of Seasonal and Interannual Variability of the Peru-Chile Undercurrent. J. Geophys. Res. Letters.
- Renault, Lionel, 2008. Impact des Jets Côtiers Atmosphériques Sur L'upwelling du Système de Courants de Humboldt. Thèse de Doctorat de l'Université Toulouse III, Spécialité: Océanographie Physique. 260 pp.
- Salvy, Murry, 1996. Atmospheric Physics, International Geophysics series, volume 61, Academic Press, San Diego, 627 pp

- Shchepetkin, A.F., and J. C. McWilliams, 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an ocean model with a non-aligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research* 108.
- Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C., 2005. The regional oceanic modelling System (ROMS): A split-explicit free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modell.*, 9, 347-404.
- Skamarock, William, and Joseph Klemp, 2008. A time-split Nonhydrostatic Atmospheric Model for Weather Research and Forecasting Applications. *J. Comput. Phys.*, 227, 3465-3485.
- Skamarock, William, Joseph B. Kemp, Jimy Dudhia, David O. Gill, Dale M. Barker, Michael G Duda, Xiang-Yu Huang, Wei Wang, Jordan G. Powers, 2008 A Description of Advanced Research WRF Versión 3. Mesoscale and Microscale Meteorology División, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA. NCAR/TN-475+STR, NCAR TECHNICAL NOTE, June 2008.. 125 pp.
- Spiegel, Murray, 1974. Estadística, teoría y aplicaciones. Mc GRAW-HILL 357 pp.
- Strub, T., Jorge Mesias, Vivian Montecino, Jose Rutllant and Sergio Salinas, 1998. Coastal Ocean Circulation Off Western South America. The Sea Volume 11, edited by Allan R. Robinson and Kennett H Brink. John Wiley Sons Inc.
- Thompson, Philip Duncan, 1983, A History of Numerical Weather Prediction in the United States, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol 64, No 7, 755-769.
- Udías Vallina, A., y J. Mézcua Rodríguez, 1986. Fundamentos de Geofísica. Alhambra Universidad. 419 pp.
- Wang, Chunzai and Fiedler, Paul, 2005. ENSO Variability and the Eastern Tropical

- Pacific: A Review, Progress in Oceanography, Special issue. Review of Eastern Tropical Pacific Oceanography.
- Wyrtki, K., 1975, The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, J. Phys. Oceanogr., 5, 572-584.
- Xue, M. K., Droegemeier, V. Wong, 2000. The advanced regional prediction system (arps) - a multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. part i: Model dynamics and verification. Meteor. Atmos. Phys., v. 75, p. 161 - 193.
- Zuta, Salvador y Oscar Guillén, 1970. Oceanografía de las aguas costeras del Perú. Boletín del Instituto del Mar del Perú, vol2, num5, 161-322.
- Zhang, Chidong and Jonathan Gottshalck, 2002. SST Anomalies of ENSO and the Madden Julian Oscillation, in the Equatorial Pacific, J. Climate, 15, 2429-2445.